

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav petrologie a strukturní geologie



Bc. Luboš Vrtiška

Analýza tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu

Structural evolution
of the Královský Hvozď Unit

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce:
RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Praha, 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne.....

.....

Luboš Vrtiška

Poděkování

Touto cestou bych rád poděkoval především svému školiteli, Kryštofu Vernerovi, za pevné nervy, jeho drahocenný a velmi vzácný čas a víkendové dny strávené nad konzultací. Dále bych rád poděkoval Martinu Rackovi za vždy ochotnou pomoc při zpracování mikrostrukturních analýz, Kubu Krylovi, za věcné rady při psaní, své rodině za psychickou i finanční podporu při studiu a především slečně Radaně Malíkové, a to nejen za konstruktivní připomínky ohledně korekce textů, ale hlavně za psychickou podporu s potřebnou dávkou tolerance. Díky patří také kolegům z Národního Muzea, kteří vždy dokázali podpořit dobrou náladou, praktickou pomocí a tolerancí mého neustálého psaní „nemineralogických“ textů. Nakonec bych rád poděkoval Kryštofovi, Martinovi i Michalu Raisiglovi za to hlavní, co si z tvorby této práce jistě uchovám ve vzpomínkách nejdéle, a to a za nezapomenutelné a často humorné zážitky prožité v nádherném zákoutí naší země, Královském Hvozdu na Šumavě

Abstrakt

Předkládaná diplomová práce se ve své úvodní části zabývá obsáhlou rešerší dosavadních výzkumů a současných poznatků o geodynamickém vývoji tektonického rozhraní tepelsko-barrandienské jednotky/moldanubika *senzu stricto* a jednotky Královského Hvozdu na Šumavě, podrobným popisem litologické náplně jednotky Královského Hvozdu a historickými i současnými názory na tektonometamorfní vývoj jednotky Královského Hvozdu a přilehlého Moldanubika a tepelsko-barrandienské jednotky.

Ve vlastní výzkumné části jsou prezentovány výsledky analýzy tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu v návaznosti na tektonický vývoj širšího okolí studované oblasti. Tento výzkum probíhal na základě kombinace množství terénních strukturních dat, podrobné mikrostrukturní charakteristiky odebraných horninových vzorků a výsledků výzkumu deformačních mechanismů na vzorcích ortorul z jednotky Královského Hvozdu za použití analýzy EBSD (difrakce zpětně odražených elektronů) na částečně rekrystalovaných křemenných agregátech. Výsledkem výzkumu je sestavení modelu tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu a blízkého okolí. V horninách jednotky Královského Hvozdu byly na základě strukturních záznamů a jejich relativních časových vztahů vyčleněny 4 hlavní deformační události (D1-D4). Na základě kinematických indikátorů byla interpretována vzájemná juxtapozice odlišných tektonometamorfních jednotek Královského Hvozdu a monotónní skupiny moldanubika jako výsledek násunu s vergencí převážně k JJV a s ním spojená hlavní deformační událost zaznamenaná v jednotce Královského Hvozdu, která měla za následek tvorbu penetrativní metamorfní foliace přibližně ssv.-jjz. průběhu. Teplotní podmínky deformace během této fáze dosahovaly na základě mikrostrukturních analýz deformací křemenných agregátů teplot $\sim 400-500$ °C. Výzkumem tektonického rozhraní tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika, označovaného jako Středočeská střížná zóna, byl na základě kinematických indikátorů zjištěn levostranný pokles hornin tepelsko-barrandienské jednotky vůči konsolidovanému komplexu jednotek moldanubika a Královského Hvozdu.

English abstract

The introduction of the thesis represents a profound research of current knowledge and survey results to date about the geodynamic tectonic boundary development of the Teplá-Barrandien unit/Moldanubian *sensu stricto* and the Královský Hvozď unit in the Šumava Mountains. It also describes in detail lithology of the Královský Hvozď unit and historical as well as contemporary opinions of the tectonometamorphic development of the Královský Hvozď unit and adjacent Moldanubian unit and Teplá-Barrandien unit.

The research part of the thesis brings results of the analysis of the Královský Hvozď unit tectonic development in relation with the tectonic development of broader surrounding area. The research combines field structural data, detailed microstructure data acquired from collected samples and results of studying deformation mechanisms on orthogneiss samples from the Královský Hvozď unit using the EBSD (Electron Back Scattered Diffraction) performed on partly recrystallised quartz aggregates. The research output is a construction of a tectonic development model of the Královský Hvozď unit and the adjacent area. Four main deformation events (D1–D4) were determined on the basis of structural record and their time sequence in the rocks of the Královský Hvozď unit. On the basis of kinematic indicators mutual juxtaposition of different tectonometamorphic units of the Královský Hvozď and monotonous group of Moldanubian was interpreted as a result of thrust with predominantly SSE vergence and the main related deformation event recorded in the Královský Hvozď unit, which caused penetrative metamorphic foliation of mostly NNE-SSW direction. Temperature during this deformation event reached according to microstructural analysis of quartz aggregates approx 400–500 °C. Research of the tectonic boundary of the Teplá-Barrandien zone and Moldanubia called Central Bohemian shear zone performed on the basis of kinematic indicators proved sinistral dip-slip movements of the Teplá-Barrandien zone rocks in relation to consolidated complex of the Moldanubian and Královský Hvozď units.

Obsah práce:

1. Úvod	8
1.1. Náplň diplomové práce	8
1.2. Aspekty geologického vývoje evropských variscid	9
2. Přehled geologické stavby oblasti	11
2.1. Pozice jednotky v rámci geologické stavby Českého masivu	11
2.2. Litologie jednotky Královského Hvozdu	13
2.3. Metamorfnní vývoj studované oblasti	15
2.4. Tektonický vývoj oblasti	19
3. Metodika výzkumu	22
4. Prvky duktilní tektoniky	23
4.1. Jednotka Královského hvozdu	23
4.2. Moldanubikum	28
4.3. Tepelsko-Barrandienská jednotka	30
4.3.1. Kdyňský masiv	31
4.3.2. Domažlické krystalinikum (bohemikum)	32
4.4. Tektonické rozhraní mezi moldanubikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou	32
5. Prvky Křehké tektoniky	33
5.1. Puklinové systémy	33
5.2. Zlomy	33
6. Mikrostrukturní charakteristika	34
6.1. Mikroskopická charakteristika studovaných hornin	34
6.1.1 Horniny jednotky Královského Hvozdu	34
6.1.2. Moldanubika	39
6.2. Mikrostrukturní charakteristika definovaných staveb	42
6.2.1 Jednotka Královského Hvozdu	42
6.2.1.1. Mikrostrukturní charakteristika staveb D1	42
6.2.1.2. Mikrostrukturní charakteristika staveb D2	43
6.2.1.3. Mikrostrukturní charakteristika staveb D3 a D4	45
6.2.2. Moldanubikum	46

6.2.2.1. Mikrostrukturní charakteristika staveb D1	46
6.2.2.2. Mikrostrukturní charakteristika staveb D2	47
7. Analýza difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD)	48
7.1. Metodika EBSD	48
7.2. Výsledky analýzy EBSD	50
7.2.1. Leukokráttní ortorula KH46a	50
7.2.2 Leukokráttní ortorula KH46b	52
8. Diskuze	54
9. Závěry	58
Seznam použité literatury	60
Přílohy	71

1. Úvod

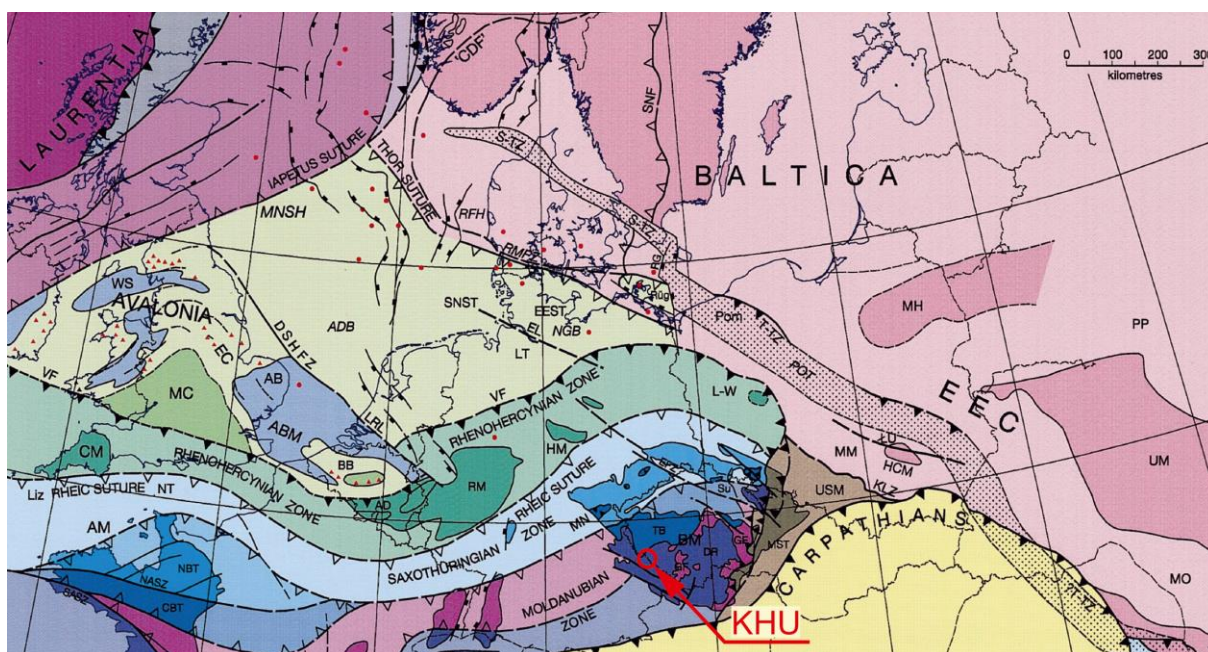
1.1. Náplň diplomové práce

Předkládaná diplomová práce je zaměřena na analýzu tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu, která se nachází v jihozápadní části Českého masivu. Studovaná oblast se tak nachází mezi litologicky, strukturně a metamorfně odlišnými krustálními celky evropských Variscid, a to (a) vysoce metamorfovanými horninami moldanubika a (b) níže metamorfovanými horninami tepelsko-barrandienské oblasti (např. Cháb 1978; Dallmeyer et al. 1995). Práce úzce navazuje na publikované výzkumy věnované zejména rekonstrukci metamorfního vývoje jednotky (Pitra et al. 1999; Scheuven 2002 a Babůrek 1995, 1999, 2003, 2004) a geodynamického vývoje okolních horninových komplexů moldanubika a tepelsko-barrandienské jednotky (Zulauf 1994, Scheuven 2002; Dörr a Zulauf 2010). Z důvodu specifické geologické pozice jednotky Královského Hvozdu vůči okolním horninovým komplexům (zejména z hlediska litologické náplně, metamorfního a tektonického vývoje) a jedinečné odkrytosti jednotlivých hranic, které nebyly modifikovány intruzí středočeského plutonického komplexu (např. Žák et al. 2005), je v zájmové oblasti možné kvalitativně rekonstruovat nejen celkový geologický vývoj jednotky Královského Hvozdu, ale také vzájemnou pozici okolních horninových komplexů tepelsko-barrandienské zóny a moldanubika.

Těžištěm výzkumných prací byla terénní strukturní analýza všech typů staveb a struktur duktilního až křehce-duktilního charakteru včetně vzájemné superpozice, prvků křehké tektoniky (zlomových struktur a puklinových systémů) v celé oblasti jednotky Královského Hvozdu, přilehlých částí jednotek šumavského moldanubika, kdyňského bazického masivu a domažlického krystalinika. Základní horninové litologie a identifikované deformační stavby byly dále charakterizovány v mikroskopickém měřítku. Regionální metamorfní stavba jednotky Královského Hvozdu byla dále kvantifikována pomocí analytické metody EBSD (Electron Back-Scatter Diffraction; Prior et al. 1999).

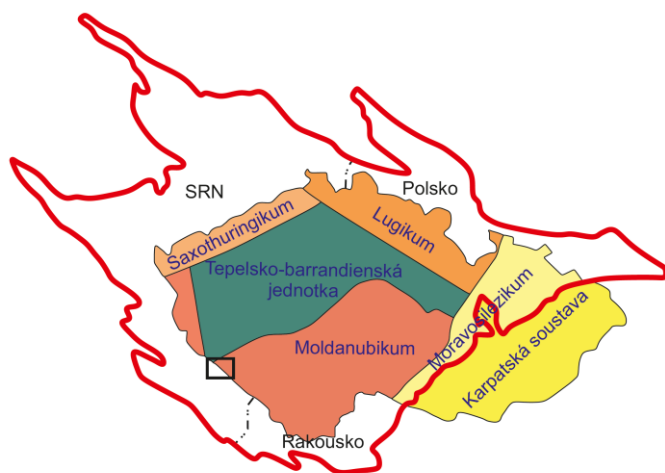
1.2. Aspekty geologického vývoje evropských variscid

Variské orogenní procesy byly významnou orogenní událostí probíhající v období od středního devonu do spodního permu (~380 až 290 Ma) jako důsledek zániku (subdukce) rheického oceánu a následné kolize jednotlivých segmentů kontinentální kůry (typu kontinent – kontinent) v oblasti mezi superkontinenty Gondwanou a Laurusií (Old-Red kontinentu) (celkový přehled viz Franke 2000). Výsledkem variských procesů bylo formování rozsáhlého orogenního pásu v oblasti Evropy a Severní Afriky dnes označovaných jako „variscidy“ (obr. 1.1). Nejvýchodnějším reliktem variscid je jednotka Českého masivu (Cháb et al. 2008). Oblast středoevropských variscid lze rozdělit na část externí, patřící Laurussii a část interní, tvořenou mikrokontinenty podél severního okraje kontinentu Gondwany (např. Tait 2000).



Obr. 1.1 – Schématická mapa evropských variscid s vyznačením pozice jednotky Královského Hvozdu (Pharaoh 1999).

Externí zónu variscid představuje pás slabě metamorfovaných až nemetamorfovaných mořských sedimentů spodního paleozoika (stáří devon až spodní karbon), které byly v období středního až svrchního karbonu částečně překryty sekvencí klastických sedimentů derivovaných z vyzdvižených a erodovaných částí interních variscid (Franke 2000). Horninové



Obr. 1.2 – Schématická mapa pozice českého masivu v rámci střeoevropských variscid s vyznačením jednotky Královského Hvozdu. Převezato a upraveno z práce Babůrka (1995).

metamorfovaných, křemen-živcových hornin (ortorul) pre-variského stáří s metasedimentárním obalem stáří spodního paleozoika a sekvencemi vysokotlakých hornin v příkrovové pozici, do kterých intrudovala tělesa granitoidních hornin (Krkonošsko-Jizerský plutonický komplex, Karlovarský pluton apod.) (např. Kröner et al. 2001), (b) moldanubikum, tvořící nejvýchodnější část moldanubické zóny variských internid, představující tzv. orogenní kořen (během variské orogeneze nejvíce ztlustělá a následně hluboce erodovaná část orogenu) složený z vysoce metamorfovaných suprakrustálních hornin, zaznamenávajících teplotně tlakové podmínky vyšší amfibolitové až granulitové facie a stářím protolitů od paleoproterozoika po spodní karbon (Fuchs 1976, 1986; Fiala et al. 1995; Tait 2000), (c) tepelsko-barrandienská jednotka složená z kadomsky deformovaného, slabě metamorfovaného fundamentu a na něj diskordantně nasedajících slabě metamorfovaných až nemetamorfovaných, varisky zvrátněných paleozoických sedimentů v rozsahu kambrium až střední devon (např. Cháb 1978, Mašek 2000) a (d) moravosilezikum náležící do rhenohercynské zóny, původně tvořené jednotným blokem, který ovšem během variské orogeneze kolidoval s jednotkou lugodanubika, což mělo za následek silné variské přepracování a rozlámání na dílčí korové segmenty jeho západní části (Moravikum) (např. Friedl et al. 2004; Dallmeyer et al. 1995, Štípská et al. 2000). Východní část (Brunovistulikum) je tvořena převážně granitoidními horninami, alochtonní části jsou tvořeny hlavně svory, rulami a fylity. Oblast Brunovistulika nebyla od kadomské orogeneze již nijak výrazněji

komplexy interní zóny byly značně ovlivněny procesy variské metamorfózy a polyfázové deformace, která byla doprovázena rozsáhlou magmatickou aktivitou. Mezi hlavní jednotky v oblasti Českého masivu patří (obr. 1.2): (a) saxothuringikum, situované v západní části Českého masivu, v širším smyslu členěné na jednotky Krušnohorskou a Západních Sudet, souhrnně tvořené komplexy

deformována a jedná se tedy o epivariskou platformní jednotku (např. Kalvoda a Bábek 1995) (obr 1.2).

Zaznamenané události variského vývoje v oblasti moldanubika je možné rozdělit do následujících etap (přehled viz Žák et al. 2012): (a) (~380 až 346 Ma) události spojené s zsz-vjv. kompresí, deformací, regionální metamorfózou různé intenzity a syntektonickým vmístěním granitoidů vápenato-alkalického složení; (b) (~346 až 330 Ma) procesy retrográdní HT metamorfózy spojené s výzdvihem vysoce metamorfovaných hornin moldanubika, parciálním tavením hornin a syntektonickým vmístěním ultradraselných granitoidů v režimu šikmého podsouvání prevariské kůry brunovistulika; (c) (~330 až 315 Ma) období postorogenní extenze spojené s další fází vysokoteplotní retrográdní metamorfózy v oblasti bavorského moldanubika, doprovodného postkolizního magmatismu peraluminického složení a lokalizované tektonické aktivitě podél regionálních deformačních zón zsz-vjv. a ssv-jjz. průběhu.

2. Přehled geologické stavby oblasti

2.1. Pozice jednotky v rámci geologické stavby Českého masivu

Jednotka Královského Hvozdu tvoří zhruba 20 km dlouhý a 15 km široký pás litologicky, tektonicky a metamorfně specifických horninových litologií podél česko-bavorské hranice, mezi obcemi Nýrskem, Železnou Rudou, Lam a Lohberg. Z geologického hlediska je na sz. hranice jednotky konvenčně tvořena středočeskou střížnou zónou (např. Scheuven a Zulauf 2000), která odděluje jednotku moldanubika *sensu stricto* od jednotky tepelsko-barrandienské (Zoubek 1988; Babůrek 1995, 2004; Pitra et al. 1999; Scheuven a Zulauf 2000; Žák et al. 2005). Názory na vznik a celkový tektonický vývoj této hraniční zóny jsou detailněji popsány v kapitole 2.4. Od vysoce metamorfovaných hornin moldanubika na severu, východě a jihu je jednotka Královského Hvozdu konvenčně omezena průběhem sillimanitové izogrády (Vejnar 1961). Z pohledu metamorfního vývoje se v případě jednotky Královského Hvozdu jedná o horniny, které ve vztahu k moldanubiku *sensu stricto* prodělaly relativně nižší stupeň metamorfózy, zejména za nižších teplot (Scheuven 2002), vůči

horninám tepelsko-barrandienské zóny dosahovala metamorfóza výrazně vyšších tlaků za vzniku v orientaci odlišných metamorfních staveb (Babůrek 2004, Scheuvens 2002). Pozice jednotky Královského hvozdu, jako součásti středoevropských variscid, je tedy z regionálně-geologického hlediska klasifikována různě. Urban a Synek (1995) přiřazují celou jednotku Královského Hvozdu k pestré skupině moldanubika. K pestré skupině moldanubika přiřazuje bavorskou část jednotky Královského Hvozdu také Blümel (1983). Buday et al. (1961) a Babůrek (1995) naopak zařazují celou jednotku Královského Hvozdu do monotónní série moldanubika. Jenček a Vajner (1968) potom řadí jednotku zcela mimo moldanubikum.

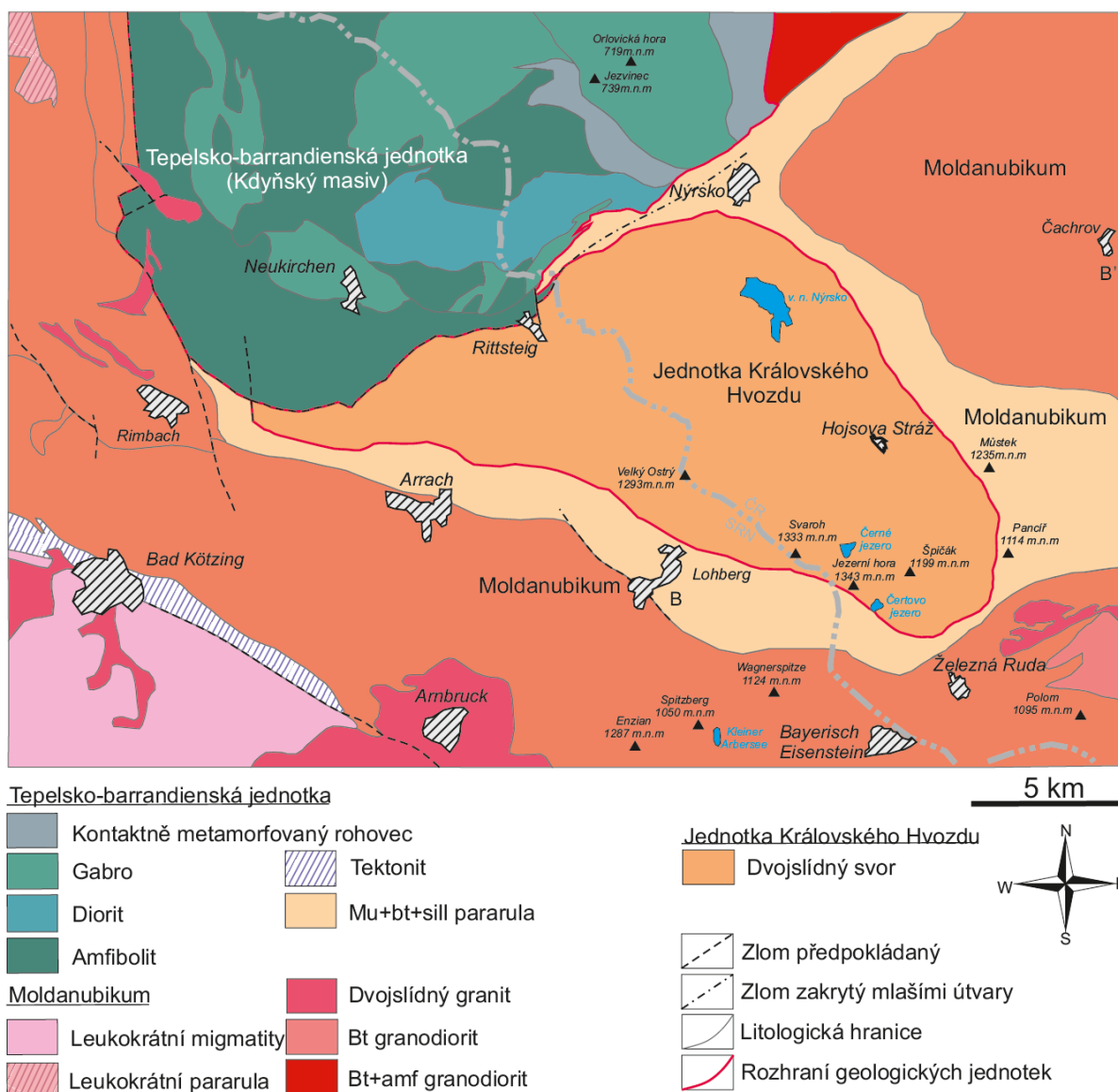
Jednotka Královského Hvozdu je v těsném kontaktu s bazickými horninami neukirchen-kdyňského masivu, který tvoří nejjižnější část tepelsko-barrandienské jednotky. Jedná se o největší mafický až intermediální plutonický komplex v oblasti Českého masivu rozprostírající se na ploše okolo 300 km² (Bues et al. 2002). Masiv je tvořen několika tělesy deformovaných magmatických hornin (gaber, olivinických gaber, gabronoritů, peridotitů, pyroxenických dioritů až po křemenné diority a granodiority), které intrudovaly v pozdní fázi kadomských orogenních procesů (527-507 Ma, U-Pb na zirkonech; Zulauf 1997; Dörr et al. 1998, 2002) do deformovaných hornin domažlického krystalinika proterozoického stáří. Chemismus bazických hornin je většinou bazaltový, se subalkalickým tholeiitovým trendem (Babůrek 1999). V metabazitech kdyňského masivu jsou dále zastoupeny polohy dvojslídnych rul s kyanitem a granátických svorů s chloritoidem, přiřazované jednotce domažlického krystalinika. Vlastní hraniční oblast mezi tepelsko-barrandienskou jednotkou a jednotkou Královského Hvozdu tvořenou intenzivně deformovanými a mylonitizovanými horninami, patří jak jednotce Královského hvozdu, tak jednotce bohemika. V oblasti mezi vrchem Kameňák a předpokládaným průběhem středočeského zlomu je možné sledovat pruh masivních biotitických rul s kyanitem, které nelze přiřadit ani k jedné z jednotek. Tyto horniny se na české straně stáčí na východ a jižně od Nýrska prstovitě vyklíňují ve svorových rulách moldanubika. Na německé straně byly tyto horniny sledovány také v plášti kdyňského masivu (Babůrek 2003, 2004). Rozhraní obou jednotek protnul strukturní vrt u Rittsteigu z roku 1994 (viz příloha 1). Horniny jednotky Královského hvozdu přechází sv., jv. a jz. směrem do masivních, granát-biotitických rul drobového až pelitického charakteru náležících k monotónní sérii šumavského moldanubika. Na české straně se tyto ruly táhnou od vrchu Malý Prenet přes Můstek, Pancíř až po masiv Špičáku.

2.2. Litologie jednotky Královského Hvozdu

Litologickým složením jednotky Královského Hvozdu se zabýval již Hochstetter (1855), který studoval její vztah k okolním rulám, pozici a strukturní význam na české straně. Na německé straně se těmito vztahy zabýval Gumbel (1868, 1894) a později pak Fischer (1929, 1936). Samostatnou stratigraficko-tektonickou jednotku oddělenou od komplexu moldanubických rul, nazvanou sérií Královského Hvozdu, pak vyčlenili Kodým et al. (1961). Podrobnou charakteristiku hornin, analýzu jejich metamorfního a deformačního vývoje v dalším období provedl zejména Babůrek (1995, 2004); Pitra et al. (1999); Scheuven a Zulauf (2000) a Scheuven (2002).

Jednotka Královského Hvozdu je poměrně litologicky pestré území. V sz. části jednotky podél předpokládaného průběhu středočeské střížné zóny (Scheuven a Zulauf 2000), se nachází těleso fylitů tvořené třemi typy hornin: fylonity, granát-muskovitické fylity a tzv. Rittsteigskými fylity v Německu. Hlavní části jednotky jsou tvořeny převážně muskovit-biotitickými rulami, které makroskopicky připomínají svory. Mikroskopicky mají tyto horniny rulový charakter a v minulosti se pro ně používalo označení svorové ruly (Babůrek 2003). V této oblasti dále vystupují časté vložky erlánů, zelených břidlic, amfibolitů a grafitických mramorů. Tělesa amfibolitů mají v těsné blízkosti středočeské střížné zóny chemismus obdobný jako jejich ekvivalenty v kdyňském masivu. Dále od středočeského zlomu směrem do jednotky Královského Hvozdu jsou tyto amfibolity více alkalické s pokročile diferencovaným trendem distribuce REE (Babůrek 2004). Jižně od oblasti výskytu svorových rul se nachází pás vlastních svorů jednotky Královského Hvozdu táhnoucích se jižně od masivu Hoher Bogen na německé straně, přes Lomničky, Lovečnou, Ostrý, Jezerní horu a končících v okolí Špičáku na zlomu s-j. směru (obr. 2.1). Tato oblast je tvořena převážně středně šupinatými biotit-muskovitickými svory pelitického charakteru s častými porfyroblasty granátu. V jižní polovině území pak tyto svory obsahují až několik cm velké vyrostlice andalusitu a akcesoricky zrna ilmenitu a turmalínu. Stáří těchto svorových hornin nebylo přesněji stanoveno. Fischer (1936) dospěl na základě stratigrafické korelace s oblastí Sudet a východních Smrčin k závěru, že protolitem jednotky Královského Hvozdu jsou kambro-ordovické sedimenty. Mikrospóry objevené v biotitických svorech na bavorské straně pak poukazují na silurské stáří (\pm Ludlow; Reitz 1992). V této litologicky monotónní

oblasti vystupují ojedinělé polohy erlánů a amfibolitů andezitického, vápenato-alkalického charakteru. V tělesech dvojslídnych svorů byly v severní části pozorovány polohy kvarcitické ruly s chloritoidem. V jižní části území se polohy svorů rytmicky střídají s polohami kvarcitů. Významnou lokalitou těchto kvarcitů je údolí vodopádu Bílá strž, kde tvoří až několik desítek metrů mocné polohy. V od kóty Lovečná se pak vyskytuje malé těleso ortoruly. Intruzivní stáří ortorulových (reps. metagranitových) těles bylo datováno na 470 Ma (U-Pb na zirkonech; Mielke et al. 1996). Zřejmě se jedná o časové období sedimentace dnešních metapelitů bavorské části jednotky Královského Hvozdu, ve kterých jsou metavulkanity uloženy konkordantně (Mielke et al. 1996). Tyto horniny obsahují minimální množství erlanových vloček a jsou charakteristické hojnou přítomností alumosilikátů (hlavně kyanitu) a až 5 mm velkých porfyroblastů granátu. Zajímavostí jsou až několikacentimetrové sytě modré idiomorfní krystaly, které kyanit tvoří v oblasti Pancíře (např. Bernard et al. 1981). Přítomné granát-biotitické ruly dále směrem do jednotky moldanubika přechází do migmatizovaných pararul s cordieritem a cordieritického migmatitu. Východně od Železné Rudy vystupují dvě menší protažená tělesa granitoidů typu einsgarn a weinsberg, reprezentující nejzápadnější výběžek moldanubického batolitu (obr. 2.1). Stáří protolitů metamorfovaných hornin moldanubika je značně nesourodé a pro mnoho hornin data zcela chybí nebo nejsou spolehlivá. Největší stáří protolitu moldanubických hornin bylo získáno na detritických zirkonech v pararule (3,84 Ga, U-Pb SHRIMP; Gebauer et al. 1989). Tyto horniny uchovávají radiometrické důkazy pro Icartianské a Kadomské vtisky (Gebauer et al. 1989; Wendt et al. 1993, 1994; Friedl et al. 2004; Teipel et al. 2004; Schulmann et al. 2005), které naznačují původ protolitů vysoce metamorfovaných hornin moldanubika v severním okraji Afriky. Stáří protolitů některých hornin patřících do gföhlské skupiny moldanubika bylo stanoveno převážně jako raně paleozoické (Friedl et al. 2004; Janoušek et al. 2010). Podle palynologických nálezů pak mohou být pestré horniny drosendorfské jednotky moldanubika pozdně proterozoického až paleozoického stáří (Andrusov a Corna 1976; Konzalová 1980; Pacltová 1986; Reitz 1992). Detailní přehled litologie jednotky Královského Hvozdu je uveden v práci Babůrka (2003).



Obr. 2.1 - Zjednodušená geologická mapa jednotky Královského Hvozdu a přilehlých jednotek. Zjednodušeno podle geologických map: Teipel et al. (2008; Geologische Karte des Bayerischen Waldes; 1 : 150 000), Vejnar et al. (1988; list 21 – 42 Nýrsko; 1 : 50 000) a Vejnar et al. (1990; list 21 – 44 Železná Ruda; 1 : 50 000).

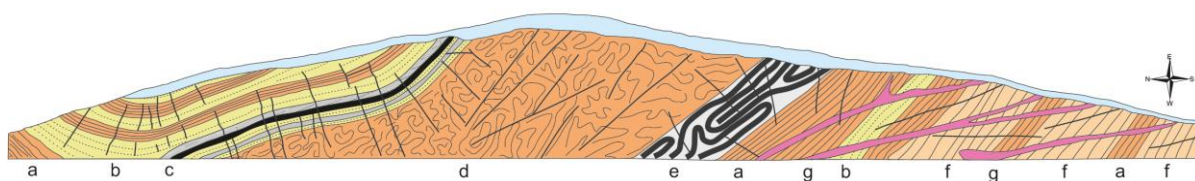
2.3. Metamorfnní vývoj studované oblasti

Metamorfnním vývojem jednotky Královského Hvozdu se jako první zabýval Fischer (1938), který tuto jednotku označil jako „střechu moldanubika“. Považoval ji za část jednotky moldanubika, která byla vzhledem ke kontrastně nižší metamorfóze ve vztahu k jednotce moldanubika uchráněna před vyšší metamorfózou, čímž vyvrací vznik svorů jako produkt retrográdní metamorfózy. Retrográdní původ moldanubických svorů byl mnohokrát diskutován již Suessem (1903), Schumannem (1929), Waldmannem (1930) Kodymem st.

(1954) a dalšími. Podrobněji se metamorfním vývojem oblasti zabývali např. Vejnar (1963, 1991), Blümel a Schreyer (1976, 1977), a nověji pak Babůrek (1995, 2003, 2004) a Pitra (1996). Podle Vejnara (1963, 1991) dosahuje metamorfóza jednotky Královského hvozdu středních teplot a tlaků a mírně narůstá směrem k JZ a k SV. Tento předpoklad je indikován průběhem rozdílných metamorfních izográd, které byly definovány indexovými minerály jako je granát, staurolit, kyanit, sillimanit a cordierit. Geologický profil zakreslený Pascherem (1878; obr. 2.2) při ražbě železničního tunelu pod Špičákem dokumentuje na základě postupného přechodu svorů do svorových rul nárůst metamorfózy směrem k J. Vejnar (1963) rozděluje progresivní regionální metamorfózu oblasti do dvou hlavních fází: (i) první fázi, během které krystalovala převážná část horninotvorných minerálů, tvořících základní hmotu horniny a některé porfyroblastické minerály (granát, staurolit, kyanit, sillimanit atd.). Vejnar (1963) dále na základě rotace porfyroblastů některých minerálů (granátu, plagioklasů a částečně kyanitu) odvozuje, že krystalizace byla provázena diferenciálními pohyby, které spolupůsobily při přeměně laminace původních sedimentů v metamorfní břidličnatost; (ii) druhou fázi, která proběhla v podstatě za tektonického klidu a během které došlo k uplatnění rekrystalizačních a metasomatických pochodů vedoucích ke vzniku řady minerálů, porfyroblasticky prorůstajících a zatlačujících základní hmotu horniny (chlorit, biotit II, andalusit aj.). Vejnar (1963) dále předpokládá, že na pochody druhé fáze plynule navazovaly metasomatické procesy, spjaté s variskou periplutonní metamorfózou a ve svém výzkumu vyvrací teorii retrográdního vzniku svorů jednotky Královského Hvozdu. K podobnému modelu dospěl také Blümel (1970), který detailně studoval bavorskou část jednotky Královského hvozdu a vyčlenil stejně jako Vejnar (1963) dvě metamorfní fáze rozdílné v teplotně-tlakových podmínkách rekrystalizace: (i) M1, související s deformační fází D1, charakterizovaná přítomností vzácného chloritoidu a synkinematickou krystalizací granátu a staurolitu a (ii) M2 fázi spojenou s deformačními fázemi D2 a D3 (vznik andalusitu, sillimanitu a cordieritu). Tento model byl později přepracován Blümelem (1972) a Blümelem a Schreyerem (1977) do dvou hlavních fází regionální metamorfózy: (a) Fáze M1, charakteristická minoritními relikty minerální asociace formované za podmínek facie zelených břidlic uchované v albitových idioblastech. (b) Fáze M2 je potom složena z 5 metamorfních zón: 1. Ms-Bt-Grt; 2. Ms-Bt-And-St; 3. Bt-Sill; 4. Crd-Kfs; 5. Grt-Crd-Kfs. (iii) M3 fáze, charakterizovaná rekrystalizací. Na základě starších radiometrických dat (in Blümel 1972) byla fáze M2 datována jako kambro-ordovická s chladnutím v raně variském období.

V modernější práci Vejnara (1991), která se zabývá výzkumem metamorfní zonality české části jednotky Královského hvozdu, jsou definovány 4 etapy metamorfního vývoje jednotky: (a) M1 udávající středotlaký charakter, definovaná izográdami staurolit, kyanit, sillimanit I; (b) M2 s doklady nízkotlaké progradní metamorfózy s izográdami K-živec a cordierit I; (c) M3 kontaktního charakteru s indexovými minerály andalusitem, cordieritem II a sillimanitem II a (d) M4 dokladující regresní neokrystalizaci s minerály chloritem a muskovitem. V tomto výzkumu jsou také uvedeny výsledky K-Ar datování slíd horniny jednotky Královského Hvozdu, které udávají hodnoty ca. 330 mil. let a jsou interpretovány jako minimální stáří stádia M2 regionální metamorfózy. Vejnar (1991) v oblasti Královského Hvozdu dále vyčlenil 7 metamorfních zón (granátovou, staurolitovou, kyanitovou, sillimanitovou, andalusitovou, cordieritovou, plagioklasovou, ortoklasovou, biotitovou, muskovitovou a chloritovou). Pitra (1996) rozlišuje dvě fáze metamorfózy: (a) relativně starší, výšetlakou a (b) mladší, nižetlakou. Srovnáním teplotně tlakových podmínek obou fází v migmatitech moldanubika a svorových horninách Královského Hvozdu, zjistil záznamy vyšších teplot i tlaků v obou fázích v migmatitech moldanubika oproti svorovým horninám. Na základě toho považuje metamorfní vývoj obou těchto jednotek za diachronní. Pitra (1996) předpokládá vyvolání dekomprese a částečného tavení násunem migmatitů na svory a s tím spojený vznik hlavní metamorfní foliace svorové série a střednětlaké minerální paragenese. Babůrek (2003) však uvádí, že pro tyto předpoklady nenalezl důkazy. Babůrek (1995) ve své práci rozděluje oblast jednotky Královského Hvozdu na tři hlavní litologické segmenty uchováající různá stádia teplotně tlakového vývoje jednotky: (a) Litologicky pestrý severní segment, který prodělal výšetlaký a nízkoteplotní vývoj (450 °C/10 kb) bez ekvivalentu v jednotce moldanubika. Na základě pozice těchto hornin v blízkosti středočeské střížné zóny předpokládá jejich alochtonní pozici. (b) Jihovýchodní segment rul drobového charakteru, který uchovává progradní barrovienský trend s PT hodnotami od 500 °C/5,5 kb (pro minerální inkluze v granátu) do 590 °C/6,5 kb (pro minerály v základní hmotě horniny). (c) Jihozápadní segment metapelitů *sensu stricto*, vykazuje následný nízkotlaký vývoj s PT podmínkami od 525 °C/1,5 kb (vyšší strukturní patra segmentu) do 875 °C/2 kb (jejich podloží). Scheuvens (2002) charakterizoval dva deformační stupně petrostrukturního vývoje metapsamitických a metapelitických hornin jednotky Královského Hvozdu. Poslední vývojové etapě připisuje tvorbu hlavní metamorfní foliace v oblasti a zodpovědnost za rychlou exhumaci jednotky Královského Hvozdu do relativně mělkých krustálních úrovní, kde byla uchráněna před HT

přetiskem v období karbonu. Zulauf et al. (1996) a Scheuven (2002) poukazují na rychlou exhumaci a výzdvih moldanubika ihned v období po procesech kontinentální kolize ve svrchním devonu. Babůrek (2003) na základě zachování střednětlakých barrovienských asociací, např. masivu Pancíře, které svědčí pro rychlou exhumaci po dosažení maximálních metamorfních podmínek, ve své práci s tímto modelem souhlasí, dále se však domnívá, že exhumace jednotky Královského hvozdu musela být ještě mnohem rychlejší, což zabránilo nástupu parciální anatexe, která proběhla u hornin moldanubika za sillimanitovou izográdou.



Obr. 2.2 – Geologický profil železničním tunelem pod Špičákem dokumentující nárůst metamorfózy od S k J (přechod svorů do svorových rul). Překresleno podle Paschera (1878). Vysvětlivky: a) rovnoploché svory; b) kvarcitická břidlice; c) poloha grafitu a dolomitického vápence; d) zvrásněný svor; e) grafitická břidlice; f) svorová rula; g) granitové žíly.

Moldanubikum

Jednotka moldanubika zaznamenala rozdílné fáze metamorfního vývoje na bavorské a české straně odlišné intenzitou metamorfózy i relativními časovými vztahy tektonometamorfního vývoje. Touto problematikou se zabývali např. Finger et al. (2007), kteří ve své práci vyčleňují dvě hlavní tektonometamorfní fáze vývoje moldanubika během variských procesů. (a) Moravo-moldanubickou fází (345-330 Ma) a (b) bavorskou fází (330 – 315 Ma), která postihuje především horniny moldanubika na bavorské straně. Na české straně je částečně zaznamenána v horninách moldanubika v oblasti Šumavy a Českého lesa.

Metamorfní záznam pro monotónní a pestrou jednotku českého moldanubika ukazuje na maximální tlak 10 kbar a teploty 650-700 °C (Petrakakis 1997; Racek et al. 2006). Na rozhraní obou sérií však byly zjištěny výše metamorfované (eklogitické) budiny (Medaris et al. 1995; Faryad et al. 2006). Metamorfní podmínky gföhlské jednotky jsou charakterizované eklogitovou facií (20 kbar, 650 °C; Medaris et al. 1995; Štípská a Powell 2005) a následnou re-ekvilibrací za podmínek granulitové facie (O'Brian a Vrána 1995; Štípská et al. 2004) a retrogresní metamorfóze za podmínek amfibolitové facie (Štípská et al. 2004; Tajčmanová et al. 2006). Granulity gföhlské jednotky však indikují P-T podmínky 1000-1050 °C a 16-18 kbar

(Carswel a O'Brian 1993) a asociované ortoruly ukazují maximální metamorfní podmínky 14-16 kbar 950 °C (Cooke a O'Brian 2001).

Horniny bavorského moldanubika byly dominantně ovlivněné bavorskou tektonometamorfní fází během které zaznamenaly významné ohřátí (LP-HT regionální metamorfózu), vmístění velkých objemů granitických magmat a tektonickou remobilizaci kůry postihující také jz. část Českého masivu. Během této fáze došlo k transformaci částečně zchladlých hornin Moravo-moldanubického pásu do různých typů anatexitů (metablastitů, metatexitů a diatexitů) (Finger et al. 2007) za metamorfních podmínek granulitové facie (700-800 °C a 4-5 kbar) (Kalt et al. 2000; Tropper et al. 2006).

2.4. Tektonický vývoj oblasti

Názory na tektonický vývoj jednotky Královského Hvozdu stručně uvádí ve své práci Vejnar (1961), který rozdělil jednotku na dvě souvrství: (i) spodní (drobové) a (ii) svrchní (břidličné) a určil dvě odlišné tektonometamorfní fáze. V první fázi došlo ke krystalizaci převážné části minerálů krystalických břidlic a ke vzniku základní metamorfně zonální stavby. V druhé fázi byla základní metamorfně zonální stavba přetištěna méně výraznými zónami tvořenými mladým, někdy porfyroblastickým chloritem, porfyroblastickým andalusitem a vláknitým silimanitem. Blüml (1972) později definoval tři deformační fáze: D1 až D3. První fáze je charakterizována přítomností vzácného chloritoidu a synkinematické krystalizace granátu a staurolitu. Navazující fáze (D2 a D3) souvisely s formováním andalusitu, sillimanitu a cordieritu. Později Vejnar (1991) ve své práci poukazuje na minimálně 3 odlišné deformační fáze spojené s vrásněním a formováním metamorfních foliací S_1 , S_2 a S_3 . Deformační fázi D1 pozoroval v podobě zvrásněných inkluzí v granátech, plagioklasech a vzácně staurolitu a kyanitu. Během navazující fáze D2 došlo k tvorbě regionální metamorfní stavby. Deformační fáze D3 měla variabilní intenzitu a je definovaná krenulační kliváží S_3 a je obvykle asociovaná s několika desítek až stovek metrů širokou střížnou zónou paralelní se stavbou S_2 . Během těchto deformačních událostí docházelo k několika fázím metamorfózy, blíže popsanych v kap. 2.3. Sestavením modelu tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu a přilehlého moldanubika *sensu stricto* se zabýval Scheuvens (2002). Pro jednotku Královského Hvozdu vyčlenil dvě rekliktní deformační události a hlavní tektonickou fázi D3, spojenou s MP

až HP metamorfózou a zahrnující růst kyanitu a staurolitu. Tuto fázi časově zařazuje do období devonu a spojuje ji s devonským post- až synkolizním gravitačním kolapsem v centrální části variského orogenu. Relativně rychlý výzdvih jednotky Královského Hvozdu do relativně mělkých korových pater dle Scheuvense (2002) uchránily horniny jednotky Královského Hvozdu před HT „moldanubickým“ přetiskem v období karbonu. Výše metamorfované horniny moldanubika v porovnání s jednotkou Královského Hvozdu zaznamenávají relativně jednoduchý strukturní vývoj a jasné indikátory LP-MP/HT metamorfózy. Vznik inverzního metamorfního gradientu na hranicích jednotky Královského Hvozdu a Moldanubika *sensu stricto* je výsledkem synmetamorfního nasouvání vysoce metamorfovaných migmatitů na nenatavené svory v období karbonu. Variským vývojem jednotky moldanubika se zabývají ve své práci Finger et al. (2007). Vyčleňují dvě dominantní fáze tektonické události v období variských orogenních procesů. První fáze, označována jako moravo-moldanubická, se odehrávala v období 345 až 330 Ma a zahrnuje nasouvání moldanubika na „moravskou zónu“ a exhumaci HP/HT hornin gföhlské jednotky do střední kůry moldanubika. Druhá fáze označována jako „bavorská“ spadá do období 330-315 Ma a je spojena s intenzivní HT metamorfózou a tektonickou remobilizací kůry v celé oblasti bavorského moldanubika (Finger et al. 2007). Bavorská fáze způsobila přetisk západní části moravo-moldanubického pásu a transformovala tyto horniny do různých typů anatexitů. Tyto procesy byly pravděpodobně spuštěny pozdně variskou delaminací plášťové litosféry (Finger et al. 2007).

Dominantním tektonickým fenoménem ve studované oblasti je středočeská střižná zóna (Scheuven a Zulauf 2000), která odděluje suprakrustální horniny jednotky tepelsko-barrandienské oblasti od středně- až spodně- korových hornin přilehlého moldanubika (např. Dörr a Zulauf 2010). Tato střižná zóna přibližně sv.-jz. průběhu vystupuje v sz. okraji jednotky Královského Hvozdu. Dále na jihu pak plynule přechází do střižné zóny Hoher Bogen (Bues a Zulauf 2000; Bues et al. 2002), která se stáčí postupně až do sz.-jv. směru a dále pokračuje západočeskou střižnou zónou. Polyfázová tektonická aktivita ovlivnila strukturní vývoj jednotky Královského Hvozdu s největší intenzitou v hraniční oblasti jednotek Královského Hvozdu a tepelsko-barrandienské jednotky. Názory na geodynamický vývoj této zóny jsou interpretovány několika autory různě. Na základě přítomnosti vrás v paleozoických horninách barrandienu s vergencí k jv. předpokládají Tollmann (1982) a Franke (1989)

podsování tepelsko-barrandienské jednotky jv. směrem pod moldanubikum. Rajlich (1987, 1988) interpretuje kontakt tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika jako pravostranný strike-slip, který odvodil na základě regionálních vrás ssv. trendu v proterozoických vrstvách (Holubec 1968, 1988) ukloněných směrem ke středočeské střížné zóně. Pozdější reaktivace a pravostranný pohyb na středočeské střížné zóně popsali například Rajlich (1988) a Žežulková (1989) na základě v-z. orientace minetových a granitoidních žil starších než žíly diabasové. Později Rajlich (1993) připisuje vzájemnou pozici barrandienu a moldanubika sinistrální transpresi. Tuto teorii zakládá na vrásách a násunech vsv-zjz. trendu postihujících kambrické až středně devonské vrstvy v barrandienu, a dále pak na základě přítomnosti hojných diabasových žil s-j. průběhu, protínajících jv. okraj barrandienu. Hirschmann (1989) a Stettner (1993) předpokládají kaledonskou subdukcí barrandienských bloků (j)z. směrem pod moldanubikum. Tento model předpokládají zejména na základě rostoucí metamorfózy v barrandienu jz. směrem pravděpodobně tlakově dominující a tedy spojené se subdukcí. Dále pak toto tvrzení opírají o výskyty ekvivalentních hornin barrandienu v zóně Erbenhof-Vohenstrauß západně od západočeské střížné zóny oddělených od barrandienu moldanubickými rulami. Na základě odchylek regionální foliace a lineace interpretuje Kachlík (1992) hlavní pohyby středočeské střížné zóny jako pravděpodobně levostranný strike-slip. Zulauf (1994), Scheuven et al. (1995a, 1995b) a Zulauf et al. (1996) na základě mikrostrukturních pozorování odvozují duktilní normální dislokaci a vzájemné poklesové pohyby tepelsko-barrandienské jednotky vůči moldanubiku. Pohyby v posledních stádiích evoluce středočeské střížné zóny interpretovali Pitra et al. (1999) na základě pozorování tektonických prvků kataklastické zóny jako křehkou strike-slip zónu s pravostrannými i levostrannými pohyby (levostranný pravděpodobně předcházet pravostrannému). Žák et al. (2005) popisují superpozici transpresní deformace podél hranice tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika (354-346 Ma) a superpozici exhumčních staveb v moldanubiku (346-337 Ma) zaznamenanou v magmatických stavbách ve středočeském plutonickém komplexu. Nově Žák et al. (2012) interpretuje na základě magmatických až subsolidových staveb v blatenském plutonu (~346 Ma; Janoušek et al. 2010) dvě superponované orogenní události. V první fázi se jednalo o dextrální transpresi spojenou s výrazným zkrácením ve směru szs-vjv. protažením ve směru kolmém, v druhé pak vznik mírně ukloněných staveb spojených s exhumací vysoce metamorfovaných hornin moldanubika. Dörr a Zulauf (2010) popisují strmé poklesové struktury podél české střížné

zóny s aktivitou v období karbonské extenze, které souvisely s výzdvihem moldanubických hornin v rozsahu minimálně 10 km. Tyto události vedly k postupnému zaklesnutí tepelsko-barrandienské jednotky jako rigidní „pokličky“ do parciálně natavené spodní kůry přilehlého moldanubika a saxothuringika, což řešilo vertikální pohyb mezi suprakrustální úrovní (tepelsko-barrandienská jednotka) a vysoce metamorfovanými horninami variského orogenního kořene (moldanubika). Tepelsko-barrandienská jednotka zde vystupovala jako rigidní blok. Dörr a Zulauf (2010) tyto události připodobňují k tektonickým událostem v oblasti tibetské náhorní plošiny a označují ji termínem „elevator tectonic“. Aktivitu strmých poklesových deformačních zón pak datují na základě krystalizačního stáří syntektonicky umístěného Nýrského plutonu (339 ± 10 Ma; K-Ar na biotitu; Scheuven 1999) a Klatovského plutonu (342 ± 8 Ma; K-Ar na biotitu; Scheuven 1999) v celkovém rozmezí 351 až 337 Ma. Tyto strmé poklesové pohyby tepelsko-barrandienské jednotky vyobrazují ve své práci také Schulmann et al. (2014) a řadí je do období ca. 340 Ma.

3. Metodika výzkumu

Strukturní data publikována v této práci byla získána systematickým podrobným povrchovým terénním výzkumem vybraných strukturních fenoménů na horninových výchozech studované oblasti v letech 2008 až 2013. Naměřená strukturní data pochází z 230 dokumentovaných skalních výchozů. Výbrusy studovaných vzorků hornin v počtu 40 kusů byly pro výzkum v procházejícím polarizovaném světle připraveny standardním leštěním pomocí diamantové suspenze. Minerální asociace a analýza mikrostruktur horninových vzorků byla provedena v procházejícím světle pomocí mikroskopu Nikon Eclipse E600 s digitální kamerou Nikon DS-Ri1. Naměřená terénní strukturní data byla vynesena pomocí programu SpheriStat za použití projekce na spodní polokouli. Pro tvorbu map a geologických řezů byl použit grafický program Corel Draw X5. Identifikace některých minerálních fází byla provedena pomocí práškového difraktometru Bruker D8 Advance (Národní muzeum, Praha) s polovodičovým pozičně citlivým detektorem LynxEye za užití $\text{CuK}\alpha$ záření (40 kV, 40 mA). Získaná rentgenová difrakční data byla vyhodnocena pomocí softwaru EVA 2. Fotografie horninových výbrusů ve zpětně odražených elektronech (BSE) a kvantitativní chemické složení minerálních zrn hlavních horninotvorných minerálů pro identifikaci jednotlivých minerálních fází byly provedeny pomocí elektronového mikroanalýzátoru Cameca SX100

(Národní muzeum, Praha), energiově disperzní analýza (EDX), za podmínek: napětí 15 kV, proud 30 nA, průměr svazku 15-20 μm . Analýzy přednostních orientací krystalové mřížky křemenných zrn za využití metody zpětně odražených elektronů (EBSD) byly provedeny na orientovaných výbrusech křemenem bohatých ortorul až kvarcitů pomocí rastrovacího elektronového mikroskopu Tescan Vega, systém EBSD HKL NordlysNano, výrobce Oxford Instruments (Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha). Urychlovací napětí 20 kV, proud svazku 7 nA, naklonění vzorku 70°. Analýzy v manuálním módu byly načítány pomocí programu SW Channel 5, v automatickém módu pomocí programu AZtec. Zkratky jednotlivých horninotvorných minerálů byly použity podle Whitneye a Evanse (2010) a jsou součástí přílohy (příloha 2).

4. Prvky duktilní tektoniky

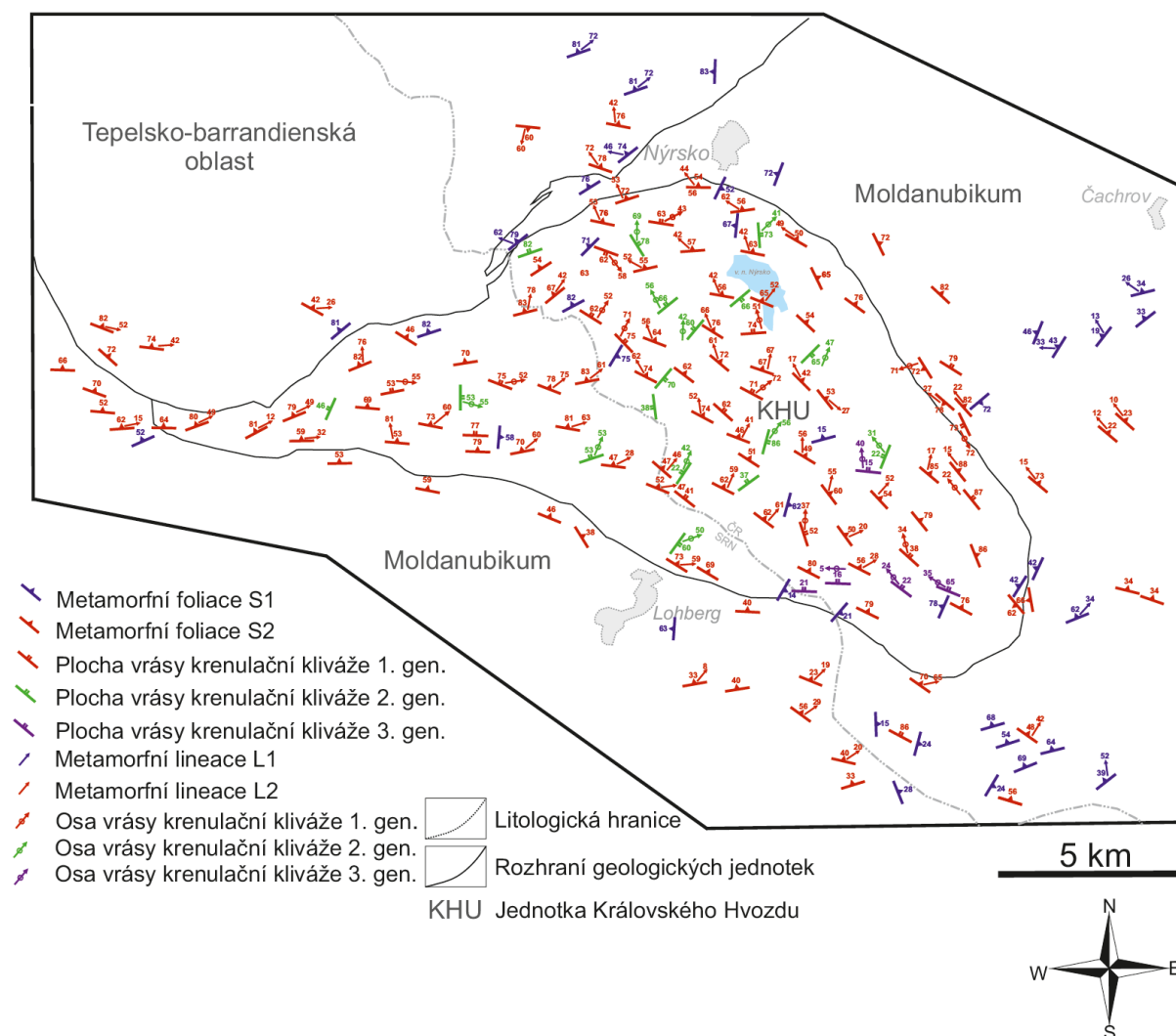
4.1. Jednotka Královského hvozdu

V horninách jednotky Královského Hvozdu lze na základě orientace, charakteru (typu) a relativních časových vztahů (superpozice) vyčlenit čtyři odlišné etapy tektonického vývoje, sukcesivně označené D1 až D4. Výskyt a distribuce dílčích typů staveb je uvedena ve strukturní mapě studovaného území (obr. 4.1). Schéma výskytu projevů jednotlivých identifikovaných deformačních fází v jednotkách zájmové oblasti je uvedeno v tabulce (Tab. 1)

	D1	D2	D3	D4
událost	ZSZ-VJV komprese (~360 až 346 Ma)	Šikmá pravostranná transprese („bavorská fáze“) (~330 až 315 Ma)	Reaktivace rozrání M/TBU	Subvertikální zkrácení v závěrečné fázi exhumace
KHU	reliktní, izoklinální až sevřené vrásy	regionální metamorfní stavba S ₂ , osní kliváž (1. generace)	krenulační kliváž (2 generace)	krenulační kliváž (3 generace)
MO	regionální metamorfní foliace S ₁	regionální metamorfní foliace S ₂ , osní kliváž (1. generace)	nebyla pozorována	krenulační kliváž (3 generace)
TBU	regionální metamorfní a subsolidová foliace S ₁	osní kliváž (1. generace)	nebyla pozorována	nebyla pozorována

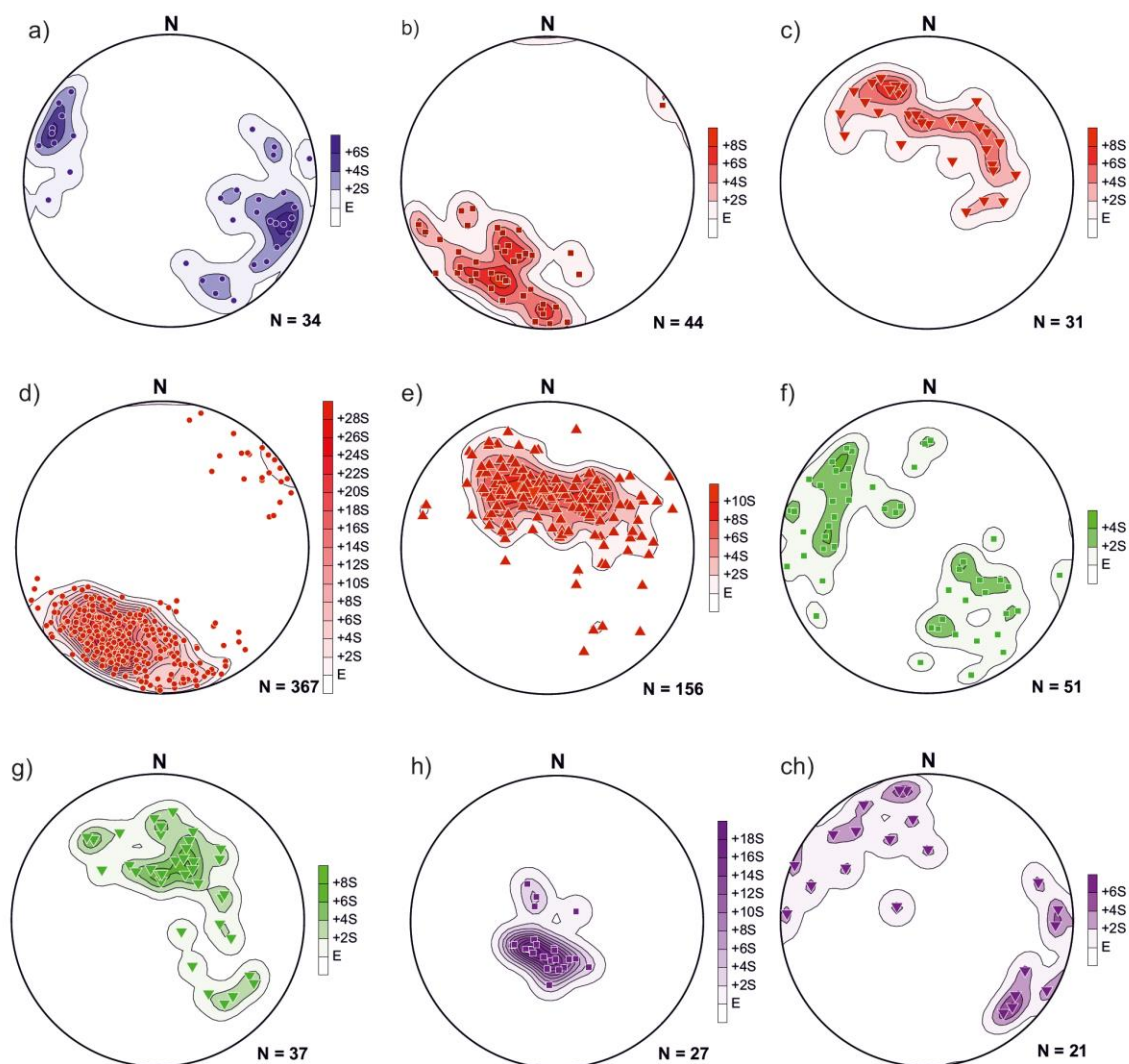
Tab. 1 – Schéma výskytu projevů identifikovaných deformačních fází v jednotkách zájmové oblasti a možný geodynamický původ. KHU – jednotka Královského Hvozdu, MO – Moldanubikum *sensu stricto*, TBU – tepelsko-barrandienská jednotka.

Relativně nejstarší deformační události (D1) byly pozorovány zejména ve formě vrásněné metamorfní foliace (obr. 4.2a) nabývající charakteru kompozičního páskování (obr. 4.3). Mikroskopická charakteristika všech definovaných typů staveb je uvedena v kapitole 6.2. Předpokládaná původní orientace této nejstarší pozorované stavby zůstala místy zachována v podobě krátkých ramen asymetrických vrás, které upadají převážně pod strmými úhly k ~ZSZ nebo ~VJV (obr. 4.2a) a ve formě sevřených až izoklinálních vrás decimetrového měřítka (obr. 4.4). Měřené osní roviny těchto primárních vrásových struktur mají subparalelní orientaci s dobře vyvinutou osní nebo krenulační kliváží první generace (obr. 4.4; 4.5), upadají pod středními až strmými úhly k ~SV až ~SSV (obr. 4.2b). Orientace odpovídajících vrásových os má převážně strmý až střední sklon k SSZ až V (obr. 4.2c).



Obr. 4.1 - Schématická mapa zobrazující orientaci strukturních staveb studované oblasti. Barvy tektonických znamének charakterizují příslušnost staveb k jednotlivým deformačním událostech. D1 – modrá; D2 – červená; D3 – zelená; D4 – fialová.

Mezi dominantní stavby v jednotce Královského Hvozdu patří superponované metamorfní foliace charakteru kompozičního a deformačního páskování náležící druhé etapě deformačního vývoje (D2). Plochy těchto folií upadají poměrně homogenně pod středními až strmými úhly k \sim SSV až \sim SV (obr. 4.1d; obr. 4.5) a definují hranice s výše metamorfovanými horninami moldanubika. Tyto foliace jsou doprovázené poměrně výraznými minerálními lineacemi a lineacemi protažení slíd a živců s převažujícími středními úhly k SSZ až SV (obr. 4.2e). V řezech paralelních s lineacemi protažení byly na základě asymetricky deformovaných a částečně rekrytalovaných poloh hojného sekrečního křemene identifikovány indikátory násunové kinematiky (obr. 4.7), v řezech kolmých na lineaci pak převažující indikátory pravostranného stříhu. Třetí naloženou tektonickou událostí byla tvorba otevřených vrás regionální metamorfní foliace, pásů zalomení (kink-bands) a asociované osní kliváže strmé orientace \sim ssv(s) – jjz(j). průběhu (plochy kliváže a vrásové osy 2. generace; obr. 4.2f; obr. 4.8; obr. 4.9). Osy vrás této krenulační kliváže upadají pod středními až strmými úhly a tvoří souvislý pás definující jejich dominantní sklon k \sim SSV (obr. 4.2g). Tvorba těchto struktur byla pravděpodobně spojena s celkovým ohybem regionálních metamorfních folií S_2 (zsz–vjv. průběhu) do směrů tektonického rozhraní mezi jednotkou Královského Hvozdu a kdyňským bazickým komplexem (jv. část tepelsko-barrandienské jednotky). Pravděpodobně nejmladší pozorovanou deformační událostí (D4), která je zaznamenána zejména ve východní části jednotky, byla heterogenní superpozice druhé pásů zalomení (kink-bands) spojená se vznikem osní kliváže (3. generace). Plochy této kliváže nabývají mírného úklonu k \sim SSV (obr. 4.2h; obr. 4.10). Osy těchto vrás pak upadají pod mírnými úhly k SZ nebo JV (obr. 4.2ch).



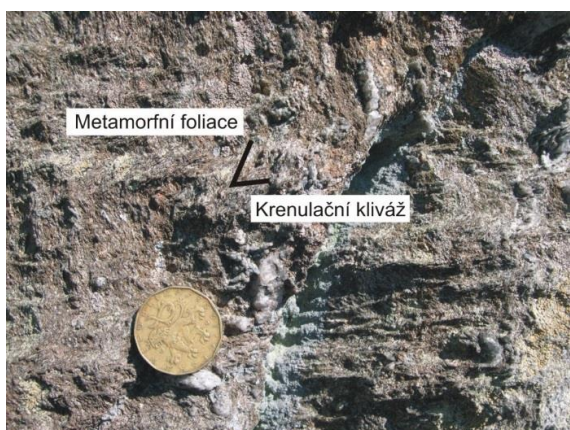
Obr. 4.2 Orientační konturové diagramy struktur jednotky Královského Hvozdu (projekce na spodní polokouli). (a) Diagram pólů ploch vrásněné metamorfní foliace S_1 . (b) Diagram pólů ploch osní kliváže (1. generace). (c) Diagram pólů vrásových os 1. generace. (d) Diagram pólů ploch regionální metamorfní foliace S_2 . (e) Diagram pólů metamorfních lineací spjatých s tvorbou foliace S_2 (f) Diagram pólů ploch naložené krenulační kliváže (2. generace). (g). Diagram pólů vrásových os spojených s tvorbou krenulační kliváže (3. generace). (h) Diagram pólů ploch krenulační kliváže (3. generace). (ch) Diagram pólů vrásových os (3. generace).



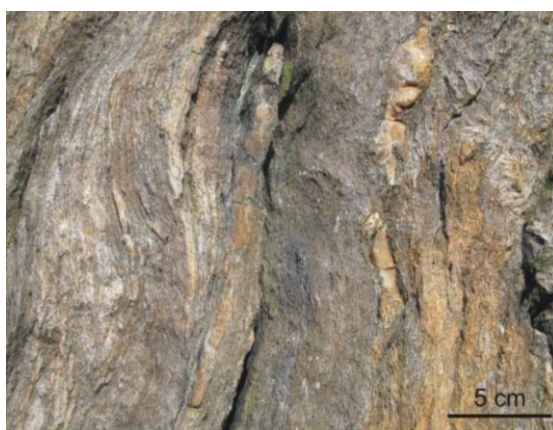
Obr. 4.3 - Relikty relativně nejstarší metamorfní foliace S_1 v jednotce Královského Hvozdu.



Obr. 4.4 - Sevřené vrásky nejstarší metamorfní foliace S_1 , transponované do ploch regionální metamorfní stavby S_2 v jednotce Královského Hvozdu



Obr. 4.5 - Superpozice první generace krenulační kliváže na plochy primární regionální metamorfní foliace S_1 ve svorech jednotky Královského Hvozdu; výchoz 350 m JJZ od kóty 1214 Pancíř.



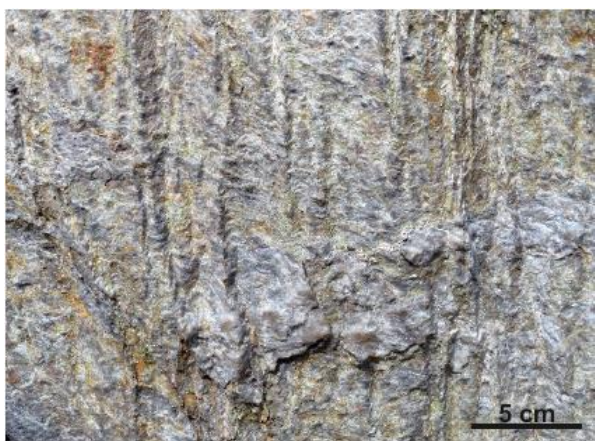
Obr. 4.6 - Regionální metamorfní foliace S_2 v jednotce Královského hvozdu.



Obr. 4.7 - Asymetrické budiny sekrečního křemene (v řezu XZ foliace S_2) indikující násunovou kinematiku; kóta 1214 Pancíř.



Obr. 4.8 - Superpozice osní kliváže ssv-jjz průběhu (deformační událost D3). Jednotka Královského Hvozdu



Obr. 4.9 - Osy superponovaných krenulačních vrás 2. generace. Záznam deformační události D3. **Lokalita**



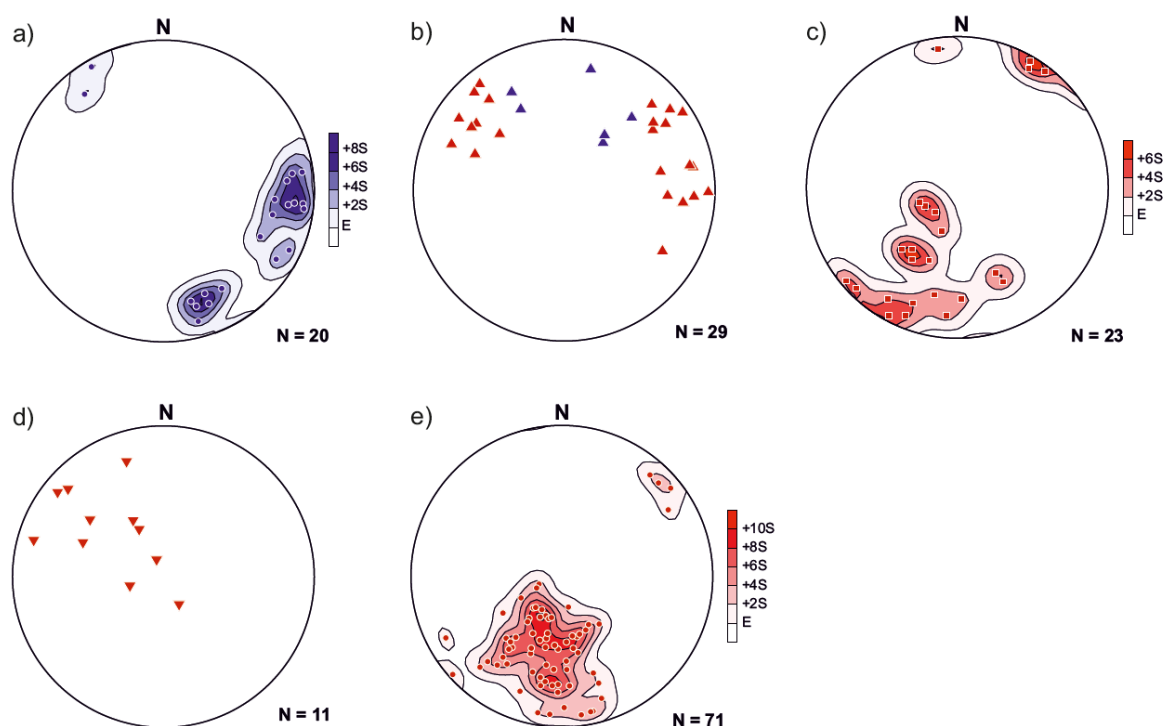
Obr. 4.10 - Záznam subhorizontálního zkrácení hornin v jv. části jednotky Královského Hvozdu a tvorba osní kliváže 3. generace (deformační událost D4). **Lokalita**

4.2. Moldanubikum

Studium staveb v silně metamorfovaných horninách jednotky Moldanubika bylo omezeno převážně na oblasti přiléhající k hranici s jednotkou Královského hvozdu a to jak na české tak i bavorské straně Šumavy. Dominantní deformační událostí identifikovanou v horninách této oblasti je superpozice dvou regionálních metamorfních staveb S_1 a S_2 .

Relativně starší pozorovaná metamorfní stavba (S_1) má charakter kompozičního páskování v migmatitech a migmatitických pararulách (nepravidelné střídání pásků leukosomu a melanosomu). Tyto metamorfní foliace mají v původní orientaci strmý sklon v průběhu SSV – JJZ (obr. 4.11a; obr. 4.12). Odpovídající metamorfní lineace (L_1) upadají pod mírnými až středními úhly k SZ až SSV (obr. 4.11b, obr. 4.13). Foliace S_1 byly ve své primární orientaci pozorovány zejména v severní části studovaného území, kde místy nabývají regionálního charakteru. Směrem k J a JV (k jednotce Královského Hvozdu) byly tyto stavby transponovány (převráceny a střížně refoiovány) do ploch mladších metamorfních staveb S_2 . Naložené planární stavby S_2 mají v severní části území převážně charakter krenulační kliváže s osními plochami upadajícími pod středními až strmými úhly převážně k SV až SSV (obr. 4.11c). Vrásové osy této stavby upadají dominantně pod mírnými až

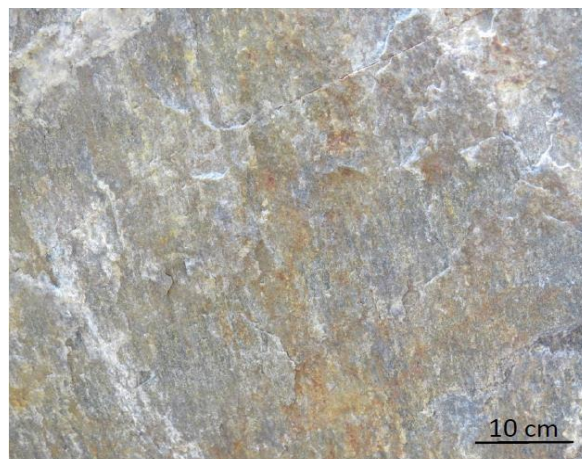
středními úhly k SZ (obr. 4.11d). Intenzita přepracování starších staveb narůstá dále směrem k J a JV a v oblasti kontaktu jednotek moldanubika a tepelsko-barrandienské jednotky nabývá krenulační kliváž penetrativního charakteru. Stavby S_1 jsou zde výrazně transponovány do směrů stavby S_2 a zachovány reliktně ve formě izoklinálních až sevřených vrás s osními rovinami orientace regionální foliace S_2 . Plochy superponované metamorfní foliace S_2 upadají pod mírnými až středními úhly k SSV až SV (obr. 4.11e). V blízkosti jednotky Královského Hvozdu jsou tyto stavby vždy orientovány konkordantně s regionální metamorfní stavbou S_2 v jednotce Královského hvozdu a definují tak vlastní rozhraní obou jednotek. Metamorfní foliace S_2 jsou doprovázeny lineacemi protažení definovanými převážně přednostní prostorovou orientací biotitových zrn a padajících pod mírnými až středními úhly k SZ a JV(V) (obr. 4.11b). Ve studované oblasti bavorské části moldanubika tyto pak metamorfní foliace S_2 zcela dominují.



Obr. 4.11 Orientační diagramy struktur hornin monotónní série českého a bavorského moldanubika přilehlé k jednotce Královského Hvozdu (projekce na spodní polokouli). (a) Konturovaný diagram pólů ploch metamorfní foliace S_1 . (b) Diagram pólů metamorfních lineací: modré trojúhelníky vyznačují lineace první generace L_1 ; červené trojúhelníky vyznačují lineace druhé generace L_2 . (c) Konturovaný diagram pólů ploch krenulační kliváže 1. generace. (d) Diagram pólů vrásových os 1. generace. (e) Konturovaný diagram pólů ploch metamorfní foliace S_2 .



Obr. 4.12 Metamorfnní foliace charakteru kompozičního (migmatitického) páskování ZSZ-VJV průběhu v přílehlé části jednotvárné skupiny moldanubika. Moldanubikum.



Obr. 4.13 Lineace protažení asociované s regionální metamorfnní foliací. Moldanubikum

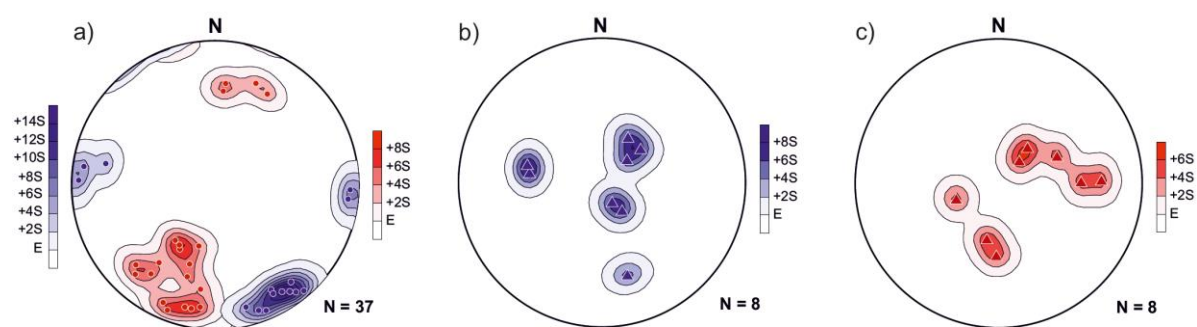
V jižní části studovaného území vystupují v horninách moldanubika dvě v-z. protažená tělesa slabě porfyrického dvojslídneho granitu a biotitického granodioritu, která náleží k moldanubickému plutonickému komplexu. Tělesa o rozměrech 0,5 x 2 km mají intruzivní charakter kontaktů. Pozorované výrazné magmatické foliace těchto granitoidů jsou ukloněny pod strmými úhly k SSZ a JJV a jsou konformní s orientací regionální metamorfnní stavby okolních hornin. Tyto stavby jsou definovány silnou přednostní orientací vyrostlic živeců a slídových agregátů bez pozorovatelných dokladů subsolidové deformace a rekrystalizace. Asociované magmatické lineace mají střední sklon k SSV a jsou paralelní s okraji intruze a některými strmými foliacemi v metamorfovaných horninách moldanubika.

4.3. Tepelsko-barrandienská jednotka

Horniny tepelsko-barrandienské jednotky jsou na studovaném území zastoupeny především pozdně kadomskými bazickými horninami neukirchen-kdyňského masivu, který je zde reprezentován převážně olivinickými gabry, dioritovým masivem Čertova kamene a směrem na jih amfibolitovým masivem Hoher-Bogen (na českém území hřbet Kameňáku). Při styku jednotek Královského Hvozdu a tepelsko-barrandienské jednotky vystupují relikty hornin domažlického krystalinika, které je zde reprezentováno především polohami dvojslídnych rul, granátických svorů s chloritoidem a páskovaných amfibolitů. Horniny domažlického krystalinika zde vystupují jako relikty obalu kdyňského masivu.

4.3.1. Kdyňský masiv

Mezi dominantní stavby v bazických horninách kdyňského masivu patří převážně penetrativní vysokoteplotní subsolidové foliace charakterizované výraznou planární přednostní orientací primárně magmatických minerálů (plagioklasu, amfibolitu a křemene). Tyto minerály nesou znaky duktilní deformace a částečné vysokoteplotní rekrystalizace. Relativně starší subsolidové foliace regionálního charakteru upadající pod strmými úhly k SZ až SSZ a JV až VJV (obr. 4.14a) a jsou spojené s výskytem lineace, která je definována deformačním protažením zrn amfibolů a přednostní prostorovou orientací plagioklas-pyroxenových domén. Identifikované lineace jsou dominantně orientovány po spádnicí foliace (obr. 4.14b). Tyto stavby v sobě místy uchovávají vzácné reliktu starších vysokoteplotních subsolidových staveb, nejčastěji ve formě uzavřených asymetrických vrás decimetrového měřítka. Jejich osní roviny jsou subparalelní k orientaci penetrativních subsolidových folií. Předpokládaná primární orientace těchto subsolidových folií je opět strmá, v průběhu přibližně SZ-JV. Osy asymetrických vrás jsou strmé, v regionálním měřítku orientované subparalelně s lineacemi protažení. Regionální subsolidové stavby byly místy vrásněny do formy otevřených vrás se strmými osními rovinami a nevýraznou osní kliváží v průběhu ~ZSZ-VJV (obr. 4.14a; červená kolečka) a lineacemi intersekčního charakteru (obr. 4.14c).



Obr. 4.14 - Orientační konturové diagramy struktur tepelsko-barrandienské jednotky (projekce na spodní polokouli). (a) Diagram pólů ploch metamorfní foliace. Modrá kolečka ukazují relativně starší subsolidové foliace, červená kolečka pak reprezentují plochy naložené nevýrazné osní kliváže. (b) Diagram pólů subsolidových lineací a (c) diagram pólů lineací mladší generace spojené s tvorbou osní kliváže.

4.3.2. Domažlické krystalinikum (bohemikum)

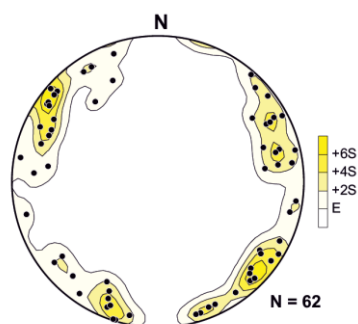
Jednotka domažlického krystalinika je na mapovém území zastoupena ve velmi omezeném rozsahu, a to jako reliktní rulového obalu kdyňského masivu při styku s jednotkou Královského hvozdu. Na jejím území byly identifikovány metamorfní foliace charakteru kompozičního páskování, které upadají pod strmými úhly k ~SZ. Foliace nesou dobře vyvinuté lineace protažení orientované pod strmými až středními úhly k JZ. Přítomnost reliktních struktur nebyla v této části domažlického krystalinika pozorována.

4.4. Tektonické rozhraní mezi moldanubikem a teplesko-barrandienskou jednotkou

Rozhraní teplesko-barrandienské jednotky a jednotky Královského Hvozdu, označované jako „Středočeská střižná zóna“ je v kolmém profilu asi 50 metrů odkryté v netěženém lomu mezi obcemi Nýrsko a Svatá Kateřina. Příhraniční části teplesko-barrandienské jednotky jsou tvořeny mylonitizovanými rulami domažlického krystalinika, okrajové části jednotky Královského Hvozdu pak dvojslídny svory. Dobře vyvinuté metamorfní a mylonitické foliace v obou jednotkách mají shodnou orientaci, upadající pod strmými úhly k ~SZ. Foliační plochy obsahují velmi výrazné lineace duktilního protažení agregátů slíd, případně také živců a křemene. Lineace byly pozorovány ve dvou generacích. Relativně starší lineace upadají pod středními až strmými úhly k ~SSV, mladší spojené s výskytem nízkoteplotních mylonitů pak pod středními úhly k západu. Druhá generace této mylonitické deformace byla spojena s tvorbou kinematických indikátorů (asymetricky deformované a částečně rekrystalované polohy sekrečního křemene) ukazujících na šikmý levostranný pokles hornin teplesko-barrandienské jednotky. Příímý kontakt jednotek tvoří ca 3 metry mocné pásmo výrazně kataklasticky postižených hornin, doprovázených silnou alterací. Měřené zlomové struktury v této zóně upadají pod středními až strmými úhly k SZ až SSZ. Zlomové plochy obsahují striace (rýhování) mírného sklonu k Z až ZJZ a opět nesou indikátory poklesové kinematiky.

5. Prvky Křehké tektoniky

5.1. Puklinové systémy



Obr. 5.1 – Orientační konturovaný diagram pólů ploch extenzních puklin

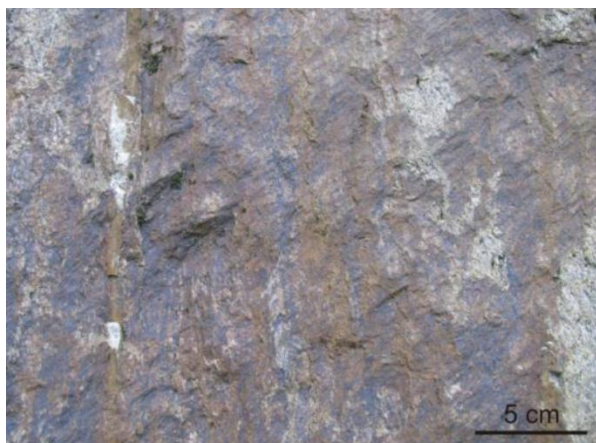
Dominantním prvkem křehké tektoniky zastoupeným na studovaném území (bez bližšího rozlišení příslušnosti k jednotlivým jednotkám) je soubor převážně subvertikálních extenzních puklin bez minerální výplně. Extenzní pukliny vykazují dva hlavní trendy směrů průběhu. Dominantní systém puklin má ~ sv-jz. průběh, méně zastoupený systém pak odpovídá ~ sz-jv. průběhu (obr. 5.1).

5.2. Zlomy

Identifikované zlomové struktury byly rozlišeny na základě indikátorů kinematiky do jednotlivých kategorií (bez bližšího přiřazení příslušnosti k jednotlivým jednotkám). První skupinou jsou zlomy ukloněné pod strmými až středními úhly k ~SZ až ZSZ, často s výskytem několika generací striací (rýhování), upadajícím pod mírnými úhly k JZ nebo po spádnicí zlomových ploch (obr. 5.2). Tyto zlomové struktury byly místy doprovázeny tvorbou úzkých zón nízkoteplotní mylonitizace a kataklázy. Kinematické indikátory v tomto případě nebyly identifikovány. Tyto struktury se vyskytují zejména v severozápadní části listu a místy modifikují hranice jednotky Královského Hvozdu. Druhou skupinou jsou zlomy upadající pod strmými úhly k Z až ZSZ s výskytem středně až strmě k SSZ ukloněných striací a poklesových kinematických indikátorů. Třetí skupinu tvoří zlomy upadající pod strmými až středními úhly k ~SSV až SV obsahující k východu ukloněné striace. Kinematické indikátory v tomto případě ukazují na pravostranný posun (obr. 5.3). Tyto struktury se přednostně vyskytují ve východní části listu a jsou relativně mladší než zlomy průběhu S-J. Poslední skupinou jsou zlomové struktury subvertikální orientace v průběhu V-Z, asociované se strmými striacemi a indikátory poklesové kinematiky. Zlomy této kategorie mají v rámci mapového území pouze minoritní význam.



Obr. 5.2 - Zlomová plocha SSV-JJZ průběhu s přítomností dvou odlišných generací rýhování (striací) indikující polyfázovou reaktivaci tohoto zlomového systému.



Obr. 5.3 - Zlomová plocha SSZ-JJV průběhu nesoucí indikátory pravostranného posunu.

6. Mikrostrukturní charakteristika

6.1. Mikroskopická charakteristika studovaných hornin

Seznam jednotlivých výbrusů použitých pro mikroskopický popis a mikrostrukturní charakteristiku hornin s popisem zjištěných minerálních fází a mikrostrukturních záznamů je uveden v tabulce (tab. 2), lokalizace hornin vybraných výbrusů jsou zobrazeny v mapě (obr. 6.1).

6.1.1 Horniny jednotky Královského Hvozdu

Litologická náplň jednotky Královského Hvozdu je dominantně (okolo 70%) tvořena biotit-muskovitickými svory s granátem a andalusitem. Tyto horniny tvoří vlastní masiv Královského Hvozdu a vyskytují se v pásu táhnoucím se od jižní části masivu Hoher Bogen na bavorské straně přes hřbety Lomniček, Lovečné, Svarohu, Jezerní hory a končícím na západním úbočí vrchu Pancíře. Jedná se o světle šedé, středně šupinaté horniny bohaté na porfyroblasty granátu velikosti až 5 mm, staurolitu a místy andaluzitu o velikosti do 4 centimetrů. Akcesoricky bývá přítomen ilmenit a turmalín. Pro svory jednotky Královského Hvozdu je typická plochá stavba, často postižená superponovanou krenulační kliváží (obr. 4.8– 4.10) a výskyty poloh sekrečního křemene dosahující mocnosti až několika metrů. Svory jednotky Královského Hvozdu se místy rytmicky střídají s polohami kvarcitů. V údolí Bílého

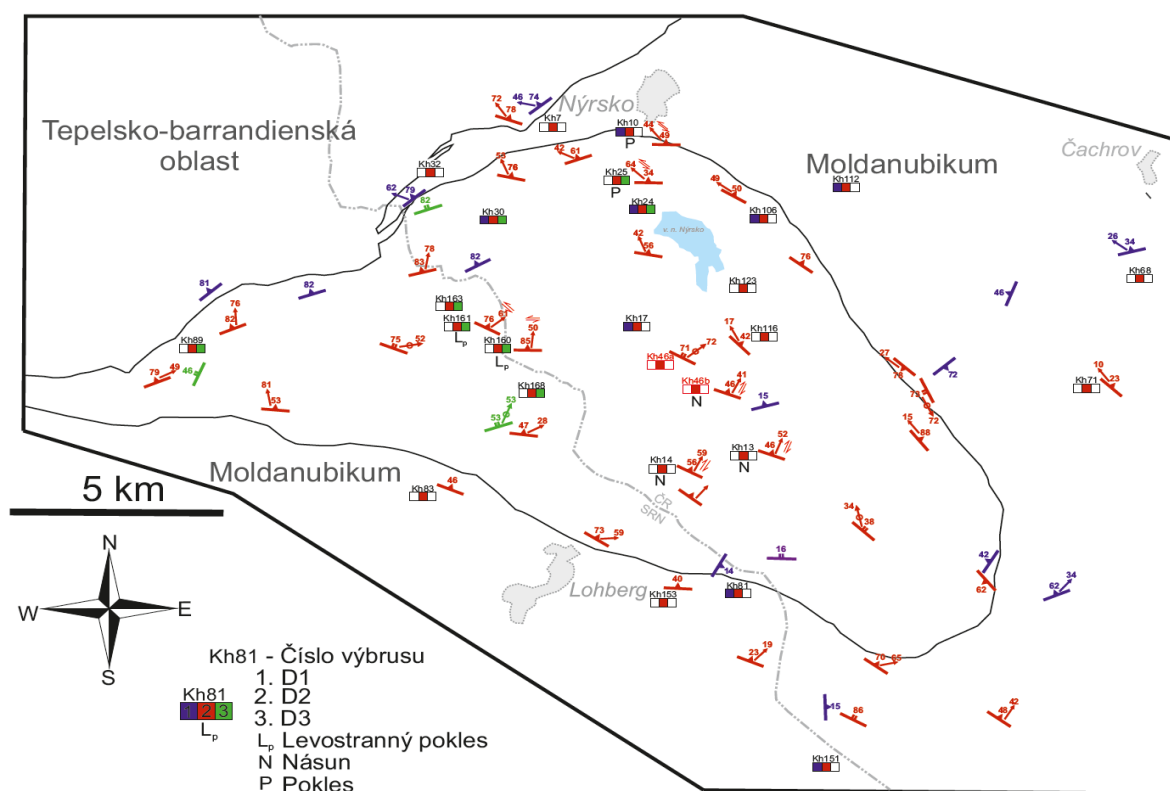
potoka v oblasti vodopádu Bílá strž dosahují mocnosti poloh těchto kvarcitů až několika desítek metrů.

				Rekrystal.		D1		D2		D3	kinemat. indikátory							
Jedn.	Výbrus	Hornina	Minerální složení	SGR	GBM	fibrolit	tav.	S1	Kren.	S2	Kren.	Dex.	Sin.	Pokl.	Nás.	Und	Qz	Řez
KHU	KH10	Svorová rula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt	•				Bt v Pl		Ms, Bt		•	•					L-par
KHU	KH13	Leukokráttní ortorula	Qz, Pl, Bt, Ms, Kfs, Grt, Chl	•						Bt, Ms, Qz, Chl					•			L-par
KHU	KH14	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•					Ms, Bt	Ms, Bt, Qz					•			L-par
KHU	KH17	Svorová rula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt, Cld	•	•			Inkl. Pl v Grt		Ms, Bt, Qz					•			L-par
KHU	KH17b	Svorová rula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt	•	•				Ms, Bt	Ms, Bt, Qz, Grt					•			L-par
KHU	KH24	Svorová rula	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Cld	•				Inkl. v Pl.		Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							neor
KHU	KH25	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•					Bt	Ms, Bt, Chl, Qz	Ms, Bt, Chl	•	•					L-par
KHU	KH30	Svorová rula	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Cld	•				Inkl. v Pl.	Bt	Ms, Bt, Qz	Ms, Bt	•			•			L-par
KHU	KH36B	Leukokráttní ortorula	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt, Chl	•				Inkl. v Pl.	Bt	Ms, Bt, Qz, Chl								L-par
KHU	KH42	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt, And	•					Bt, Ms	Ms, Bt, Qz			•	•				L-par
KHU	KH45	Leukokráttní ortorula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt	•					Bt	Ms, Bt, Qz								L-par
KHU	KH46a	Leukokráttní ortorula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt	•						Ms, Bt, Qz, Pl		•			•			L-par
KHU	KH46b	Leukokráttní ortorula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs	•	•					Qz, Pl, Ms, Bt		•			•			L-par
KHU	KH85	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs	•	•			Inkl. v Pl.		Ms, Bt, Qz	Bt, Ms	•						L-perp
KHU	KH89	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•	•					Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							neor
KHU	KH106	Svorová rula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt	•				Inkl. v Pl.	Ms, Bt	Ms, Bt, Qz								neor
KHU	KH107	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•						Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							neor
KHU	KH110	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•				Bt v Pl		Ms, Bt, Qz								neor
KHU	KH111	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•						Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							neor
KHU	KH113	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•						Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							neor
KHU	KH116	Leukokráttní ortorula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs	•					Bt, Ms	Ms, Bt, Qz								L-perp
KHU	KH123	Svorová rula	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs	•					Ms, Bt	Ms, Bt, Qz								L-perp
KHU	KH160	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•						Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							L-perp
KHU	KH161	Svorová rula	Qz, Ms, Bt, Pl, Kfs, Grt, Cld	•						Bt, Ms, Pl, Grt, Qz								L-perp
KHU	KH163	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•					Ms, Bt	Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							L-perp
KHU	KH168	Svor	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Grt	•					Ms, Bt	Ms, Bt, Qz	Ms, Bt							L-par
MO	KH7	Bt-Ms pararula	Qz, Bt, Ms, Kfs, Pl	•					Ms, Bt	Ms, Bt, Qz		•			•			L-par
MO	KH32	Bt-Ms pararula	Qz, Bt, Ms, Kfs, Pl	•	•				Bt	Qz, Bt								L-par
MO	KH68	Bt-Ms pararula	Qz, Bt, Ms, Pl, Kfs, Ser	•	•	•				Ms, Bt, Qz								L-perp
MO	KH71	Leukokr. ortorula	Qz, Bt, Kfs, Ms	•	•	•				Bt, Qz								L-perp
MO	KH81	Mig. Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs, Crd	•	•	•	•	Inkl. v Pl	Bt, Ms	Bt, Ms, Qz								neor
MO	KH83	Mig. Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs, Crd	•	•	•	•			Qtz, Pl, Bt								neor
MO	KH112	Mig. Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs	•	•	•	•	Inkl. v Kfs		Kfs, qz								neor
MO	KH149	Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs	•	•					Bt								L-perp
MO	KH151	Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs, Crd	•	•			Inkl. v Kfs		Bt								L-perp
MO	KH153	Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs	•	•	•			Bt	Bt								neor
MO	KH155	Bt. pararula	Qz, Bt, Pl, Kfs, Ms	•	•	•	•		Bt	Bt, Ms								neor

Tab. 2 – Mikrostrukturní charakteristika studovaných výbrusových preparátů hornin jednotky Královského Hvozdu (KHU) a moldanubika *senzu stricto* (MO) s vyznačením přítomnosti indikátorů pro rozdílné druhy dynamické rekrystalizace křemenných agregátů (SGR – subzrnová rotace; GBM – migrace hranic zrn), pozorovaných kinematických indikátorů (dex. – dextrální posun, sin – sinistrální posun, pokl. – poklesová kinematika, nás. – násunová kinematika), undulózniho zhášení křemenných zrn (Und. Qz.) a orientací řezu výbrusového preparátu (L-par – řez paralelní s průběhem lineace, L-perp – řez kolmý na průběh lineace, neor. – neorientovaný výbrus). Sloupce deformací (D1-D3) zobrazují přítomnost indikátorů pro jednotlivé deformační události a jejich definování jednotlivými minerálními fázemi.

Dalším významným horninovým typem zastoupeným na území jednotky Královského Hvozdu jsou biotit-muskovitické pararuly s granátem, které se vyskytují především v severní části jednotky. Jedná se o ruly makroskopicky často svorového charakteru. Mikroskopicky však vykazují spíše rulový charakter. Tyto ruly dobře charakterizuje dříve používaný název „Glimmergneis“ neboli „svorová rula“ a jsou typické svojí výraznou rovno ploše břidličnatou stavbou (obr. 4.6). Ve středních částech jednotky Královského Hvozdu se vyskytují tělesa leukokráttních křemenem bohatých ortorul. Jedná se o světlou střednězrnnou horninu často s patrnými porfyroblasty plagioklasu. Během terénních prací byly v jednotce Královského

hvozdu pozorovány také další, minoritně zastoupené horninové typy (např. amfibolity, fylity aj.), a to převážně v litologicky pestřejší sz. části jednotky.



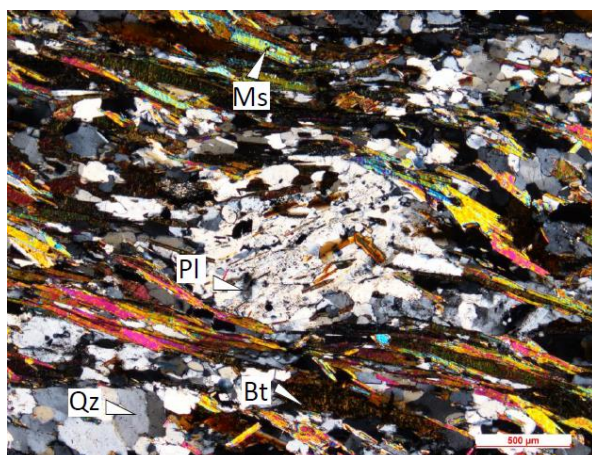
Obr. 6.1 Schematická mapa deformačních událostí studované oblasti pozorovaných v jednotlivých horninových výbrusech s vyznačením pozorovaných kinematických indikátorů.

Níže jsou uvedeny mikroskopické popisy základních horninových typů vyskytujících se ve studované jednotce Královského Hvozdu, které byly dále použity při jejich mikrostrukturní charakteristice.

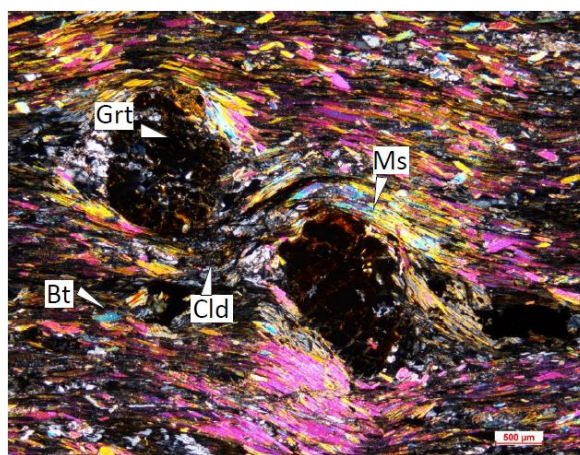
Biotit-muskovitický svor

Mikroskopická a mikrostrukturní charakteristika dvojslídnych svorů jednotky Královského Hvozdu byla zkoumána na výbrusových preparátech hornin KH14, KH25, KH42, KH85, KH89, KH107, KH110, KH111, KH113, KH160, KH163 a KH168 (obr. 6.2). Svory jednotky Královského Hvozdu mikroskopicky vykazují lepidogranoblastickou strukturu. Textura horniny je tvořena rytmicky se střídajícími polohami anhedrálních, částečně rekrytalovaných, často undulózně zhášejších zrn křemene (~ 0,1-0,5mm), plagioklasu (do 5 %) a vzácně ortoklasu s polohami

subhedralně omezených protažených slíd vykazujících přednostní prostorovou orientaci. Ve slídnatých polohách převažuje muskovit, vykazující pestré interferenční barvy nad hnědým až hnědo-oranžovým biotitem. Základní hmota často obsahuje porfyroblasty granátů velikosti do 4 mm. V tlakových stínech porfyroblastů granátu se hojně vyskytují agregáty chloritoidu (obr. 6.3). Polohy slíd a částečně přednostně prostorově orientovaných agregátů křemene definují hlavní metamorfní stavbu oblasti. V základní hmotě byly vzácně pozorovány porfyroblasty plagioklasu s inkluzemi soliterně rozmístěných přednostně prostorově orientovaných subhedralních zrn biotitu orientovaných diskordantně vůči dominantnímu směru vrstevnatosti horniny (obr. 6.2).



Obr. 6.2 – Vzorek biotit-muskovitického svoru s porfyroblastem plagioklasu uzavírajícím inkluze biotitu. Lokalita KH110 jednotka Královského Hvozdu

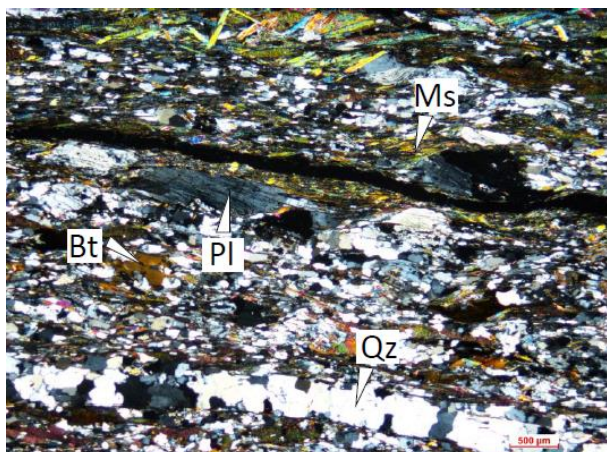


Obr. 6.3 – Porfyroblasty granátu s chloritoidem v biotit-muskovitickém svoru jednotky Královského Hvozdu. Lokalita KH113

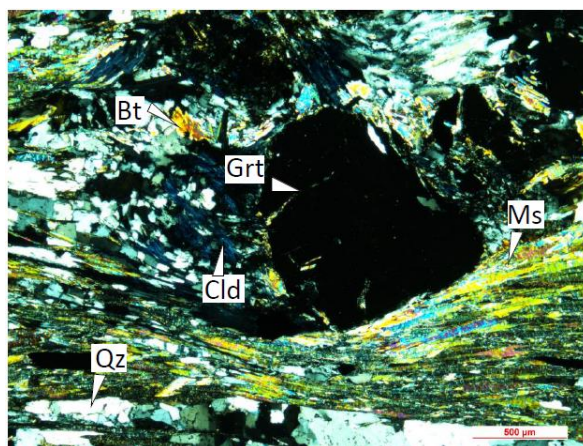
Biotit-muskovitická „svorová“ rula s granátem.

Mikroskopická a mikrostrukturní charakteristika „svorových rul“ byla zkoumána na výbrusových preparátech hornin KH10, KH17, KH17b, KH24, KH30, KH106, KH123 a KH161. Hornina má střednězrnnou lepidogranoblastickou strukturu a je složena převážně z křemene, plagioklasu, biotitu, muskovitu, granátu, ortoklasu, chloritu a chloritoidu (obr. 6.4). Akcesoricky je obsažen ilmenit, turmalín a zřídka také apatit. Její plochá metamorfní stavba je charakterizována ostře diferencovanými polohami křemen-živcových a slídových agregátů místy s granátem. Jemnozrnná základní hmota pelitického složení je tvořena převážně zrnny anhedrálního částečně rekrystalovaného křemene vykazujícího undulózní

zhášení a dosahující velikosti zrn $\sim 0.1-0.3$ mm a anhedrálních zrn plagioklasu do velikosti 0,2 mm. Tato základní hmota se rytmicky střídá s hruběji zrnitými polohami křemenného nebo křemen-živcového složení (obr. 6.4). Tyto polohy jsou ostře diferenciované a tvoří typickou plochou břidličnatost horniny. Anhedrální agregáty křemene a živce v hruběji zrnitých polohách vykazují ostrohranné hranice zrn undulózní zhášení a dosahují velikosti do 1mm. V základní hmotě se také objevují porfyroblasty plagioklasu s inkluzemi biotitu. Polohy protažených prostorově přednostně orientovaných euhedrálních až subhedrálních zrn hnědého biotitu a muskovitu vykazujícího pestré interferenční barvy definují regionální metamorfní stavbu (obr. 6.4-6.5). Hornina místy obsahuje hojná zrna granátu o velikosti až 2 mm. V tlakových stínech granátů byly pozorovány agregáty chloritoidu (obr. 6.5) Zrna granátu jsou často od okrajů i od center resorbována základní hmotou a jejich vnitřní partie jsou často prorůstány plagioklasem. Okraje zrn granátu bývají často chloritizovány.



Obr. 6.4 - Typická stavba „svorové ruly“ z jednotky Královského Hvozdu. Lokalita KH106.

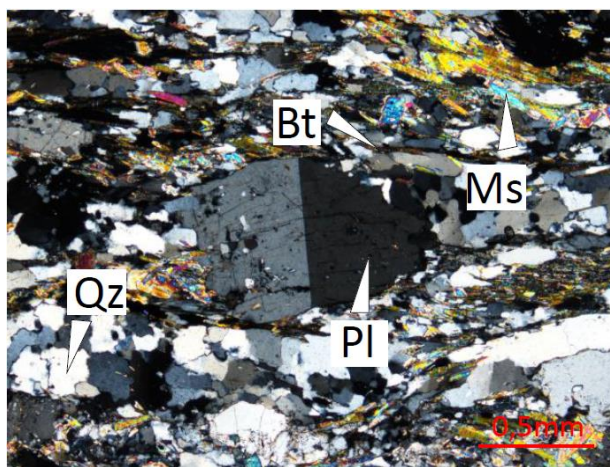


Obr. 6.5 - Porfyroblasty granátu s chloritoidem v tlakových stínech. „Svorová rula“ jednotka Královského Hvozdu. Lokalita KH17

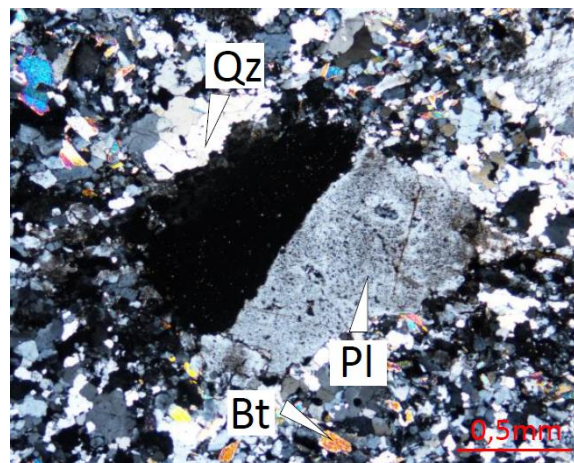
Leukokráttní „kvarcitická“ ortorula

Leukokráttní křemenem bohaté ortoruly použité při mikrostrukturní analýze pochází z několika ortorulových těles, situovaných ve střední části jednotky Královského Hvozdu v. od vrchu Ostrý a j. od vodní nádrže Nýrsko. Pro analýzu byly použity výbrusové preparáty hornin KH13; KH36b; KH45; KH46a a KH46b. Hornina se vyznačuje střednězrnnou stavbou. Z minerálního zastoupení je charakteristický vysoký poměr křemene oproti ostatními minerálními fázím (obr. 6.6 - 6.7) Hornina je dále složena z živců (s převahou ortoklasu nad plagioklasem), slíd (biotitu a muskovitu) a v menší míře jsou zastoupena zrna rotovaných

granátů a porfyroblasty plagioklasu (obr. 6.6-6.7). Anhedrální zrna křemene o velikosti cca 1 mm vykazují undulózni zhášení, přednostní prostorovou orientaci a mají angulární hranice zrn. Křemenné agregáty jsou soustřeďovány do deformačních pásků rytmicky se střídajících s pásy tvořenými slídovými agregáty a tvoří tak kompoziční páskování horniny (obr. 6.6). Jednotlivé pásy dosahují mocností ~ 0,1 - 1,5 mm. V některých partiích studovaných ortorul slídové pásy téměř chybí a slídy jsou nerovnoměrně rozptýleny v základní hmotě tvořené dominantně křemenem v podobě solitérních anhedrálně omezených zrn (obr. 6.7). Pásy tvořené dominantně křemennými zrny obsahují dále v menší míře undulózně zhášeující anhedrální zrna živců, dosahující velikosti ~ 0,1 - 0,2 mm a agregáty tvořené anhedrálně omezenými zrny reliktního křemene o velikosti ~ 1 - 2 mm. Hnědý biotit spolu s muskovitem, který vykazuje pestré interferenční barvy, jsou ve vzorku soustřeďovány do deformačních pásků či protažených agregátů s hladkými okraji jednotlivých zrn. Tyto pásy rekrytalizovaných slíd místy obsahují rotované granáty velikost ~ 0,5 - 0,7 mm, uzavírajících v sobě velké množství inkluzí muskovitu a biotitu.



6.6 – Leukokrání ortorula s porfyroblastem plagioklasu. Jednotka Královského Hvozdu. Lokalita KH36B.



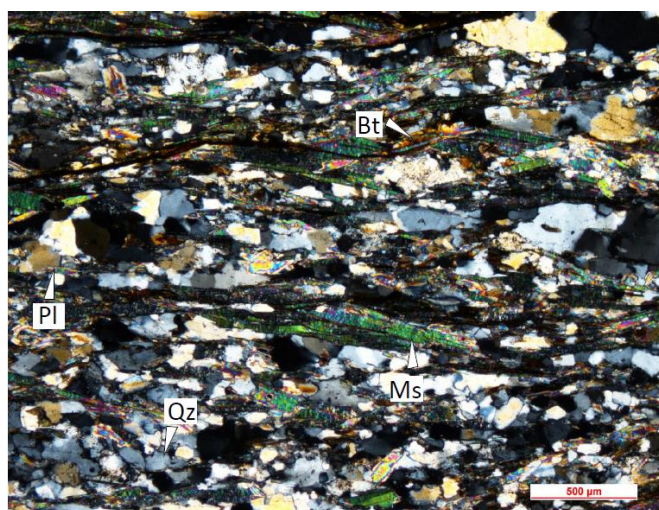
6.7 - Leukokrání ortorula s porfyroblastem plagioklasu. Jednotka Královského Hvozdu. Lokalita KH46.

6.1.2. Moldanubikum

Jednotka Moldanubika *sensu stricto* je ve studované oblasti (okolí jednotky Královského Hvozdu do 10 km) zastoupena především různými druhy pararul často částečně migmatitizovaných obsahující polohami leukokratických ortorul. V s. a sz. části studovaného území se v těsném kontaktu moldanubika *sensu stricto* s jednotkou Královského Hvozdu nacházejí polohy pararul s muskovitem a biotitem. Tyto pararuly potom dále směrem od

jednotky Královského Hvozdu přechází do pararul tvořených dominantně biotitem a muskovit je v nich přítomen pouze minoritně nebo zcela chybí. Tyto pararuly mají plochou stavbu, hnědočernou až černou barvu a středně šupinatou stavbu. Často v sobě mají vyrostlice cordieritu velikosti až 2 cm. V oblastech vzdálenějších od jednotky Královského Hvozdu bývají tyto horniny částečně nataveny a migmatitizovány. Horniny jednotky moldanubika byly zkoumány spíše okrajově a vlastní výzkum byl zaměřen převážně na horniny jednotky Královského Hvozdu. Mikrostrukturní charakteristika základních horninových typů je uvedena v následujícím textu.

Biotit-muskovitická pararula

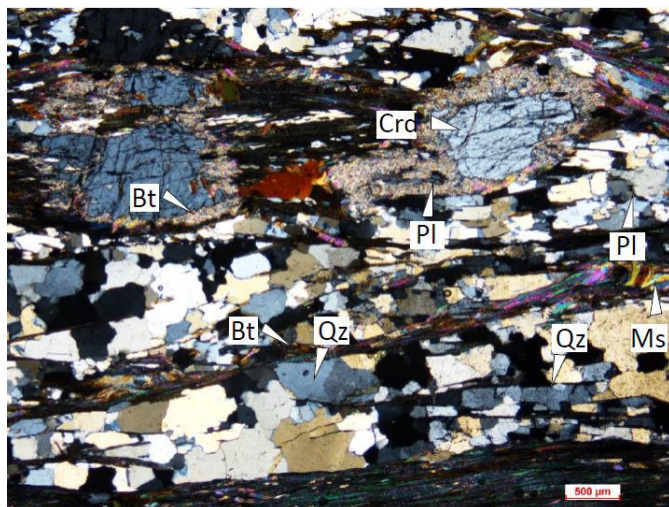


Obr. 6.8 – Biotit-muskovitická pararula z moldanubika. Lokalita KH7.

Hornina se vyznačuje střednězrnnou až jemnozrnnou lepidogranoblastickou stavbou. V základní hmotě se rytmicky střídající deformačními pásy jemnozrnných a střednězrnných křemenných agregátů a pásků tvořených biotitem a muskovitem (obr. 6.8). Jemnozrnné pásy jsou tvořeny dominantně drobnými rekrystalovanými zrny anhedrálního křemene (velikost zrn $\sim 0,1$ mm)

s malým poměrem anhedrálních prostorově přednostně uspořádaných zrn biotitu a muskovitu (velikost do $\sim 0,2$ mm). Střednězrnné partie jsou tvořeny převážně agregáty anhedrálních zrn křemene o velikosti zrna $\sim 0,4-0,6$ mm a vykazujících undulózní zhášení a ostré hranice zrn. V polohách bohatých na slídy převažuje částečně rekrystalovaný muskovit vykazující pestré interferenční barvy nad hnědým biotitem. Protažená subhedrální až anhedrální zrna slíd vykazují přednostní prostorovou orientaci a spolu s křemenem bohatými pásy tvoří hlavní planární stavbu horniny. V základní hmotě jsou v menší míře zastoupena anhedrální zrna draselného živce a plagioklasu o velikosti do 0,3 mm.

Biotitická a biotit-cordieritická pararula



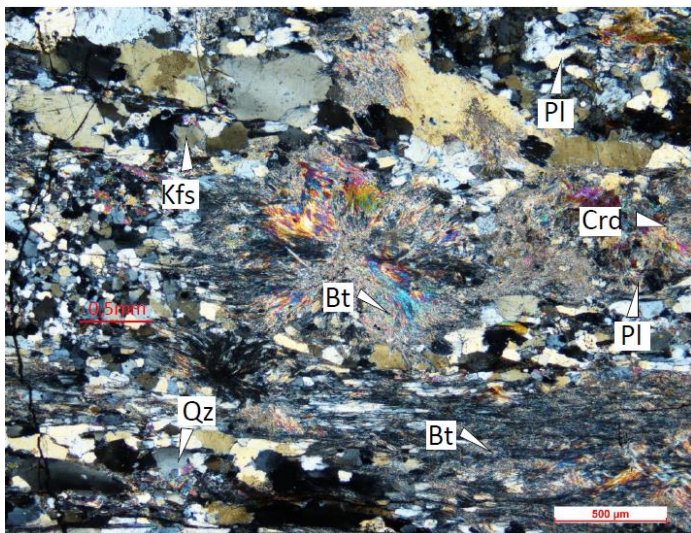
Obr. 6.9 – Biotitická pararula s porfyroblasty cordieritu. Moldanubikum. Lokalita KH81.

Biotitické a biotit-cordieritické pararuly monotónní série českého i bavorského moldanubika (studované na vzorcích KH81; KH83; KH112; KH149; KH151; KH153 a KH155) pocházejí z oblasti blízkého okolí (do 5 km) jednotky Královského Hvozdu. Hornina má středně zrnou granolepidoblastickou až lepidogranoblastickou stavbu a v některých výbrusech byla pozorována částečná migmatitizace. Textura

horniny je tvořena polohami (tloušťky do 1 mm) střednězrných anhedrálních agregátů křemene a živců (plagioklasu a ortoklasu) o velikosti zrn $\sim 0,1-0,4$ mm (obr. 6.9). Tyto agregáty vykazují ostré hranice zrn. Křemen-živcové pásy se střídají s polohami protažených, subhedrálních, částečně rekrystalovaných agregátů slíd a protažených anhedrálních přednostně prostorově orientovaných zrn sillimanitu. Na rozdíl od výše charakterizovaných hornin zde zcela převažuje biotit nad muskovitem, který v některých výbrusech zcela chybí. Tyto horniny se od ostatních charakterizovaných horninových typů moldanubika i jednotky Královského Hvozdu odlišují mocností slídových pásků, které v některých polohách výrazně dominují nad polohami křemen-živcových agregátů a dosahují tloušťky do ~ 2 mm, přítomností částečně natavené základní hmoty, fibrolitických agregátů biotitu a často přítomností porfyroblastů cordieritu o velikosti do 2 mm (obr. 6.9).

Leukokrání ortorula

Studovaný vzorek leukokrání ortoruly (KH71) pochází z v. části studovaného území (jjv. od Čachrova), které náleží k monotónní sérii jednotky moldanubika.



Obr. 6.10 – Leukokratní ortorula s agregáty fibrolitického biotitu. Moldanubikum. Lokalita KH71.

paprscité agregáty do velikosti 1,5 mm (obr. 6.10). Biotit je dále v minoritním množství přítomen v podobě anhedrálních částečně resorbovaných zrn. Tato zrna vykazují přednostní prostorovou orientaci a jsou soustřeďována do tenkých pásků o tloušťce do 0,3mm. V základní hmotě jsou dále přítomné hruběji zrnité agregáty reliktního křemene o velikosti do 0,8 mm. Protažená anhedrální zrna tohoto křemene vykazují výrazné undulózní zhášení a přednostní prostorovou orientaci shodnou s přednostní orientací minerálů základní hmoty.

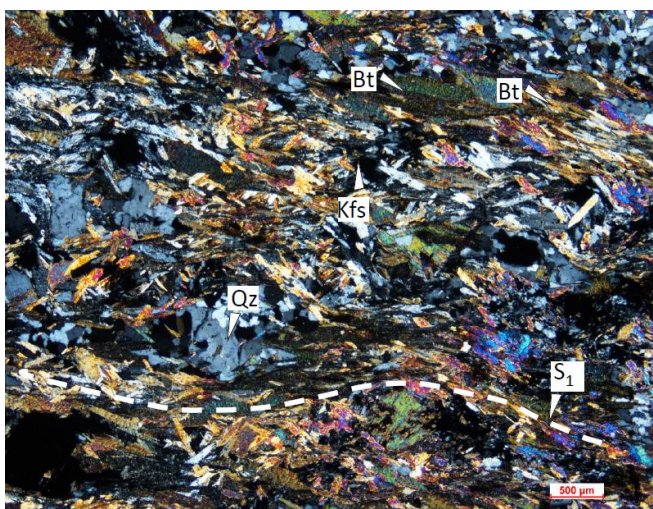
Hornina má střednězrnnou stavbu. Základní hmota vykazuje granoblastickou strukturu a je tvořena převážně anhedrálními, rekrystalovanými zrnky křemene o velikosti $\sim 0,1 - 0,3$ mm a živců (plagioklasu a ortoklasu) o velikosti do 0,3mm. Ze slíd je přítomen převážně biotit ve formě fibrolitických agregátů, které tvoří pásy o tloušťce až 2 mm a radiálně

6.2. Mikrostrukturní charakteristika definovaných staveb

6.2.1 Jednotka Královského Hvozdu

6.2.1.1. Mikrostrukturní charakteristika staveb D1

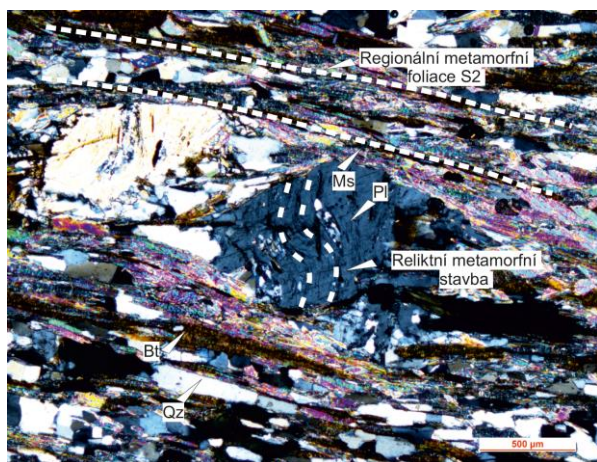
Záznam deformační fáze D1 v horninách jednotky Královského Hvozdu byl z mikrostrukturního hlediska pozorován jako reliktní stavba uchovaná v podobě krátkých ramen sevřených vrás. Tato stavba je definována přednostní prostorovou orientací protažených subhedrálních zrn slíd (muskovitu a biotitu) (obr. 6.11). V horninách jednotky Královského Hvozdu byly dále identifikovány reliktly relativně starších deformačních událostí zachované v podobě inkluzí v porfyroblastech ve svorech a biotit-muskovitických rulách.



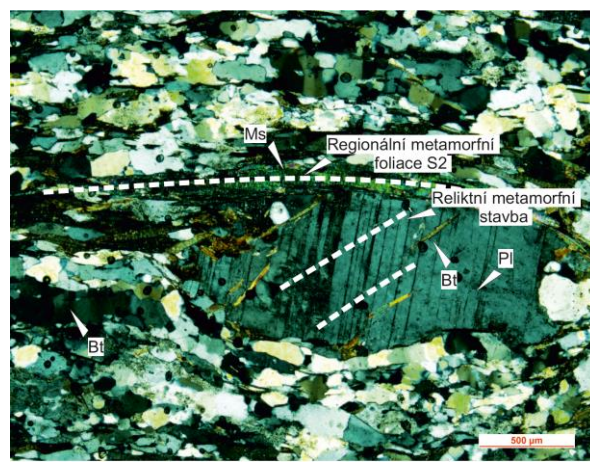
Obr. 6.11 – Výbrus ortoruly KH45S1 z jednotky Královského Hvozdu. Přednostní prostorová orientace zrn biotitu definuje reliktní metamorfní stavbu S_1 .

určení příslušnosti k deformační události není možné. Lze však předpokládat, že tyto reliktní stavby mohou uchovávat záznamy pro výše definovanou deformační událost D1.

Tyto relikty byly pozorovány ve formě zvrásněných stop inkluzí křemene a opakních minerálů a deformačních mikrofraktur v částečně rotovaných porfyroblastech plagioklasu a granátu (obr. 6.12). Přednostní orientace inkluzí je přibližně kolmo orientovaná k regionální foliaci S_2 . Dále také jako inkluze subhedrálních protažených přednostně orientovaných zrn biotitu v porfyroblastech (obr. 6.13). Přesnější



Obr. 6.12 – Zvrásněné stopy mikrofraktur v porfyroblastu plagioklasu uchovávající reliktní metamorfní stavbu a přednostní prostorová orientace muskovitu a biotitu definující regionální metamorfní stavbu S_2 . Výbrus svorové ruly KH24 z jednotky Královského Hvozdu

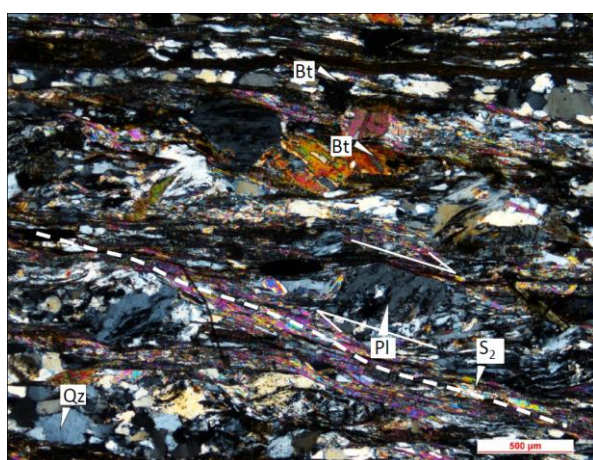


Obr. 6.13 – Přednostní prostorová orientace zrn biotitu v porfyroblastu plagioklasu zaznamenávající reliktní metamorfní stavbu a přednostní prostorová orientace muskovitu a biotitu definující regionální metamorfní stavbu S_2 . Výbrus svorové ruly KH10 z jednotky Královského Hvozdu.

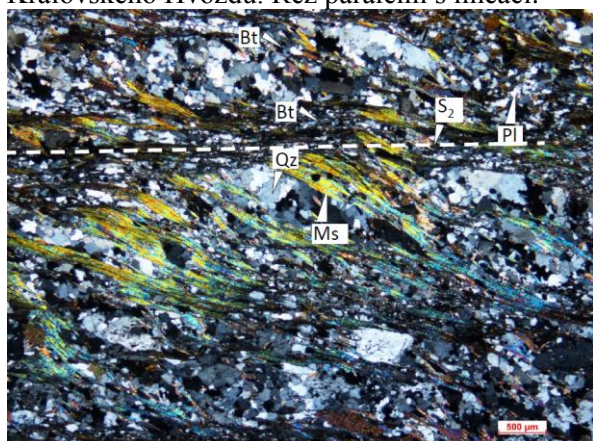
6.2.1.2. Mikrostrukturní charakteristika staveb D2

V horninách jednotky Královského Hvozdu jsou jak z mezoskopického, tak i z mikrostrukturního hlediska hlavními pozorovanými záznamy metamorfní stavby

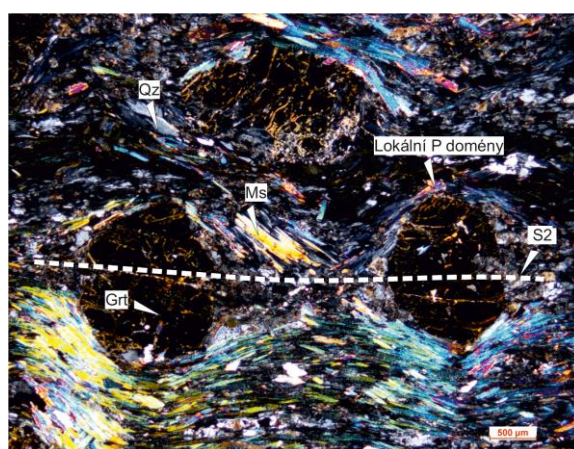
deformační události výše charakterizované jako D2. Hlavní stavbou pozorovanou v souvislosti s aktivitou deformační události D2 je strmá metamorfní foliace S_2 . Tato stavba je v mikroskopickém měřítku definovaná přednostní prostorovou orientací protažených agregátů slíd (muskovitu a biotitu) (obr. 6.14) a vzácněji chloritoidu v kombinaci s pásy tvořenými převážně přednostně prostorově orientovanými anhedrálními zrny částečně rekrystalovaného křemene a živců. Zrna křemene často vykazují undulózní zhášení a přítomnost subzrn, která poukazuje na rekrystalizaci za pomoci mechanismu subzrnové rotace (SGR; Vernon 2000; Paschier a Trouw 1996). Křemen-živcové pásy se rytmicky střídají s polohami slíd a tvoří tak kompoziční páskování horniny (obr. 6.14). Metamorfní



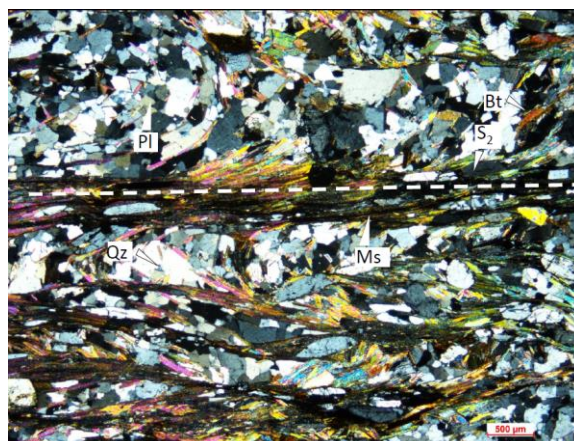
Obr. 6.14 – Polohy přednostně prostorově orientovaných protáhlých slídových zrn střídající se s pásy křemen-živcových agregátů. Tyto polohy charakterizují metamorfní foliaci S_2 . Porfýroblasty plagioklasu indikují násunovou kinematiku. Výbrus svoru KH30 z jednotky Královského Hvozdu. Řez paralelní s lineací.



Obr. 6.16 – Krenulační kliváž první generace. Vzorek KH116, jednotka Královského Hvozdu.



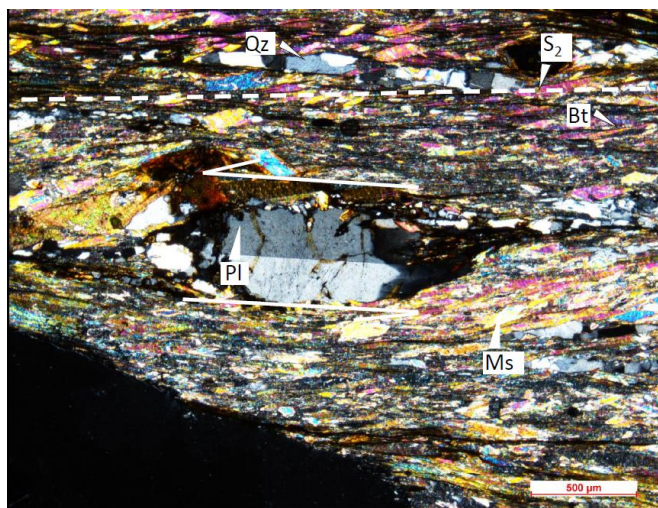
Obr. 6.15 – Přednostní prostorová orientace porfýroblastů granátu a přednostně orientovaných zrn slíd definující metamorfní foliaci S_2 . Koncentrované partie muskovitu tvoří lokální tlakové domény. Výbrus svoru KH113 z jednotky Královského Hvozdu.



Obr. 6.17 – Krenulační kliváž první generace. Vzorek KH116, jednotka Královského Hvozdu.

foliaci S_2 dále definují přednostně prostorově uspořádané porfyroblasty subhedralních často rotovaných granátů (obr. 6.15) a přednostně orientované protažené subhedralní zrna opakních minerálů (nejčastěji ilmenitu). Na okrajích zrn granátu jsou často vyvinuty tlakové domény charakterizované vysokou koncentrací duktilně deformovaných agregátů muskovitu (obr. 6.15). V horninových výbrusech pocházejících ze střední části jednotky Královského Hvozdu byly identifikovány v XZ řezech (kolmo na foliaci, paralelně s lineací) indikátory násunové kinematiky v podobě asymetricky deformovaných porfyroblastů křemene, plagioklasu a granátů (obr. 6.14). Dalším pozorovaným projevem deformační události D_2 je výskyt krenulační kliváže geneticky spojené s deformací relativně mladší metamorfní stavby S_1 . Krenulační kliváž je definována prostorovou orientací duktilně deformovaných protažených agregátů biotitu a muskovitu uchovaných v mezirovinných doménách mladší metamorfní foliace S_2 (obr. 6.16-6.17). Osní plochy drobných krenulačních vrás mají subparalelní průběh s touto foliací.

6.2.1.3. Mikrostrukturní charakteristika staveb D_3 a D_4



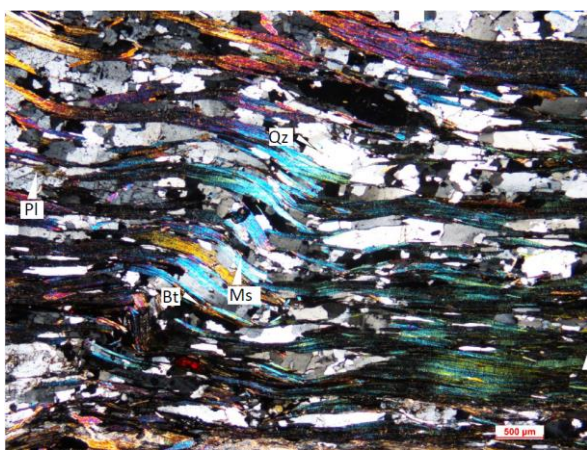
Obr. 6.18 – Indikátory sinistrální kinematiky spojené s deformační fází D_3 . Vzorek KH161. Jednotka Královského Hvozdu

Deformační událost D_3 , spojená s částečným ohybem metamorfní foliace S_2 byla v mikroskopickém měřítku pozorovaná převážně ve svorech a muskovit-biotitických rulách pocházejících ze střední až s. a sz. části jednotky Královského Hvozdu (obr. 6.1, 6.18). Ve středních částech území byla tato stavba v mikrostrukturním měřítku pozorována převážně ve formě

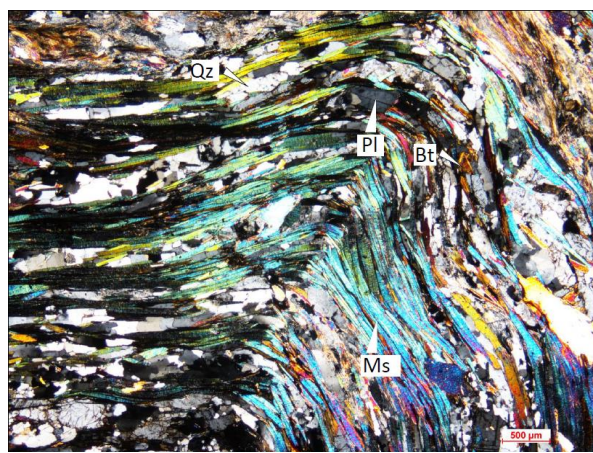
drobných krenulačních vrásek malé amplitudy definovaných převážně protaženými přednostně orientovanými duktilně deformovanými zrny slíd, kde muskovit převažuje nad biotitem. Ve výbrusových preparátech hornin pocházejících ze s. a sz. části jednotky Královského Hvozdu byly pozorovány výraznější projevy této deformace. Krenulační kliváž definovaná převážně duktilně deformovanými pásy muskovitu zde byla pozorována ve větší

na intenzitě (obr. 6.1, obr. 6.19). Na několika vzorcích dvojslídnych rul z tohoto území byly pozorovány šikmé vrásy centimetrového měřítka. Tyto vrásy jsou definovány přednostní prostorovou orientací duktilně až křehce deformovaného muskovitu (obr. 6.20). V zámcích těchto drobných vrás byly pozorována subhedralně omezená zrna rekrystalovaného muskovitu a fibrolitický biotit. V horninách pocházejících ze z. části jednotky Královského Hvozdu byly v řezech kolmých na lineaci pozorovány indikátory levostranného posunu v podobě asymetricky deformovaných zrn křemene a plagioklasu tzv. „slídových ryb“.

Záznamy deformační události D4 nebyly v mikrostrukturním měřítku vypořádány.



Obr. 6.19 Krenulační kliváž druhé generace. Vzorek KH111. Jednotka Královského Hvozdu



Obr. 6.20 Krenulační kliváž druhé generace. Vzorek KH111. Jednotka Královského Hvozdu

6.2.2. Moldanubikum

6.2.2.1. Mikrostrukturní charakteristika staveb D1

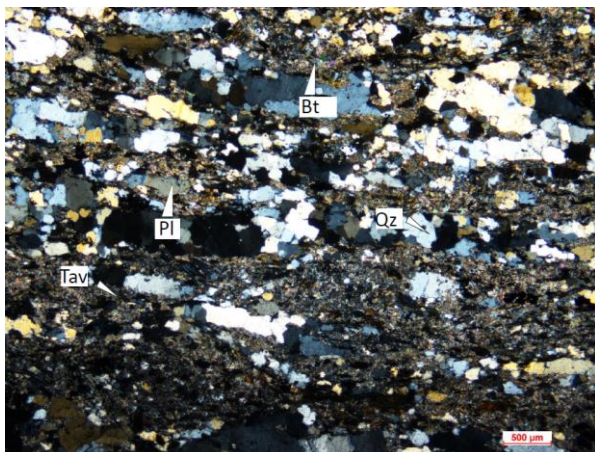
Záznamy staveb relativně starších než deformační výše definovaný deformační událost D2 byly ve výbrusových preparátech moldanubických hornin pozorovány pouze ve formě zvrásněných mikrofraktur a inkluzí biotitu v porfyroblastech ortoklasu a plagioklasu v biotitických pararulách. Nelze však s jistotou tvrdit, že patří k deformační události definované jako D1.

6.2.2.2. Mikrostrukturní charakteristika staveb D2

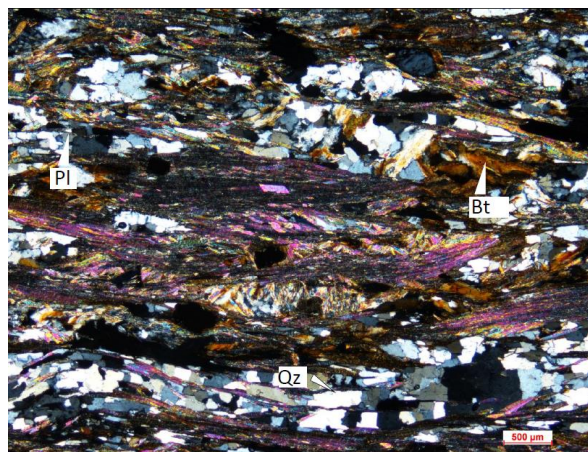


Obr. 6.21 – Regionální metamorfní stavba S₂. Vzorek KH7. Moldanubikum

Deformační událost D2 byla podobně jako v horninách jednotky Královského Hvozdu pozorována převážně v podobě silné přednostní prostorové orientace protažených slídových zrn, kde biotit výrazně převyšuje muskovit. Ten se vyskytuje převážně v horninách pocházejících z oblasti sousedící s kontaktem jednotky Královského Hvozdu a Tepelsko-Barrandienskou oblastí (s. část území) (obr. 6.1). V ostatních pozorovaných moldanubických horninách se muskovit vyskytuje pouze minoritně nebo zcela chybí. Tyto polohy tvořené dominantně slídami se rytmicky střídají s polohami slabě přednostně orientovaných subhedralních křemen-živcových zrn a definují tak regionální metamorfní stavbu S₂ (obr. 6.21) V polohách bohatých na křemen a živce (s převahou plagioklasu) se vyskytují anhedralní zrna biotitu převážně náhodné prostorové orientace. Ta je v některých částečně migmatitizovaných horninách pocházejících z bavorské strany moldanubika definována přednostní orientací tenkých pásků taveniny (obr. 6.22). V moldanubických horninách byly dále pozorovány projevy deformační události D2 v podobě krenulační kliváže podobně jako v horninách jednotky Královského Hvozdu. Kliváž je charakterizována doménami deformovaných a částečně rekrystalovaných agregátů biotitu a rekrystalovaných zrn křemene (obr. 6.23). Přítomnost rotovaných subzrn a novotvořených zrn křemene indikuje mechanismus deformace za pomoci subzrnové rotace (SGR) v kombinaci s migrací hranic zrn (GBM).



Obr. 6.22 – Částečně migmatitizovaná pararula. Vzorek KH83. Moldanubikum.



Obr. 6.22 Záznam krenulační kliváže 1. generace. Vzorek KH83. Moldanubikum.

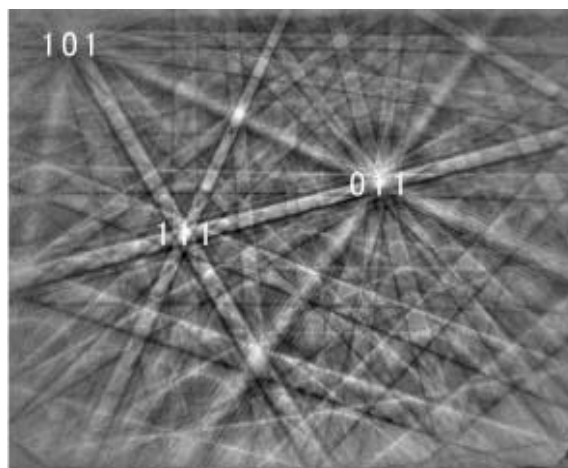
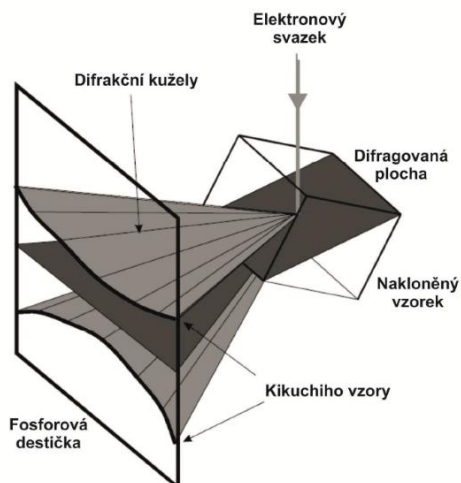
Záznamy pro mladší deformační události nebyly v dostupných horninových výbrusech identifikovány.

7. Analýza difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD)

7.1. Metodika EBSD

Metoda difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD – electron back scattered diffraction) je založena na principu zobrazení difrakčních vzorů vzniklých interakcí elektronového svazku na mřížkových rovinách studovaného minerálu. Při interakci urychlených primárních elektronů se vzorkem dochází k několika následujícím dějům: (i) k energeticky nejméně náročnému elastickému rozptylu, při němž dochází k jen minimální ztrátě kinetické energie, (ii) k elastickému rozptylu, při němž elektrony ztrácí podstatnou část své energie. Rozptyl elektronů je přímo úměrný vzdálenosti jejich průchodu od jádra (úhel rozptylu se s narůstající vzdáleností zmenšuje). Parametry primárního elektronového paprsku jsou nastaveny tak, aby individuální elektrony dopadaly v různých vzdálenostech od jader atomů měřeného minerálu a výsledný soubor rozptýlených elektronů tak byl všesměrný. Ve 2D řezu jsou zobrazeny 4 trajektorie splňující Braggovu podmínku pro difrakci:

$$n\lambda = 2d \cdot \sin\theta,$$



Obr. 7.1 – Schematický diagram znázorňující vznik difrakčních kuželů a zachycení difrakčních vzorů na fosforovou destičku (Prior et al. 1999).

Obr. 7.2 – EBSD vzory (Kikuchiho pásy) křemíku (www.nist.gov).

kde θ je úhel difrakce, n je celé číslo vyjadřující, o kolik násobků vlnové délky je jeden paprsek vůči druhému zpožděn (řád interference resp. difrakce), λ je vlnová délka elektronového svazku (v Å) a d je meziovinová vzdálenost (v Å). Ve trojrozměrném obraze jsou tyto trajektorie pouze 2, každá charakterizovaná kuželem. Intenzita difrakce závisí na druhu atomů tvořících mřížkovou rovinu. Zpětně odražené rozptýlené elektrony tvoří difrakční obrazce zachycované na fosforový filtr (obr. 7.1). Charakter a orientaci těchto obrazců lze snímat kamerou. Takto získané vzory jsou označovány jako tzv. „Kikuchiho pásy“ (obr. 7.2), které jsou díky rozdílným mřížkovým parametrům pro každou minerální fázi unikátní. Na základě těchto obrazců po nastavení na normalizovaný materiál lze identifikovat přednostní prostorovou orientaci jednotlivých minerálních fází. Porovnávání Kikuchiho pásů zkoumaného vzorku s databází pásů indexového minerálů a vyhodnocení krystalografické orientace minerálních zrn probíhá automaticky s pomocí softwaru Channel 5 (Prior et al. 1999). O metodice EBSD dále podrobněji pojednávají např. Maitland a Sitzman (2006) nebo Man (2010).

7.2. Výsledky analýzy EBSD

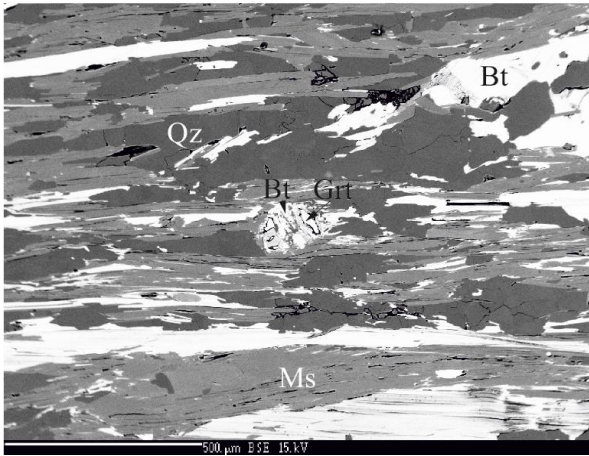
7.2.1. Leukokrání ortorula KH46a



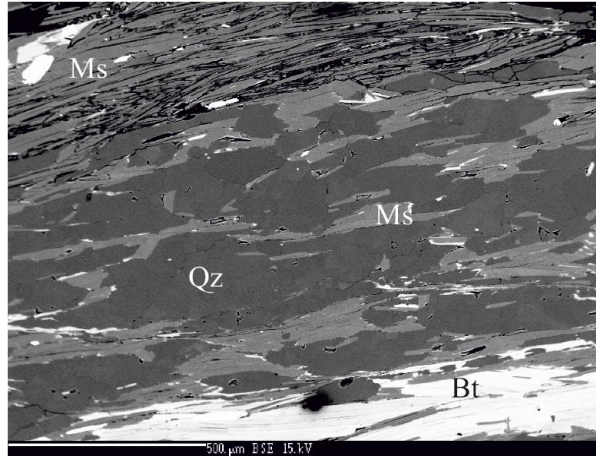
Obr. 7.3 - výbrus leukokrání ortoruly KH46a z jednotky Královského Hvozdu na Šumavě s vyznačenými minerálními asociacemi.

Analyzovaný vzorek leukokrání křemenem bohaté ortoruly pochází z ortorulového tělesa situovaného ve střední části jednotky Královského Hvozdu v. od vrchu Ostrý (lokalita Důl pod Ostrým). Hornina se vyznačuje střednězrnnou stavbou. Z mineralogického hlediska je hornina složena převážně z křemene, živce (s převahou ortoklasu nad plagioklasem), slíd (biotitu a muskovitu) (obr. 7.3; 7.4).

V menší míře jsou zastoupena zrna rotovaných granátů. Anhedrální zrna křemene o velikosti cca 1mm vykazují undulózní zhášení, přednostní prostorovou orientaci a mají angulární hranice zrn. Křemenné agregáty jsou soustřeďovány do deformačních pásků rytmicky se střídajících s pásky tvořenými slídovými agregáty a tvoří tak kompoziční páskování horniny. Jednotlivé pásky dosahují mocností ~0,1-1,5 mm a jejich prostorová orientace definuje metamorfní stavbu S2 jednotky Královského Hvozdu (obr. 7.5). Pásky tvořené dominantně křemennými zrny obsahují dále v menší míře undulózně zhášející anhedrální zrna živců, dosahujících velikosti ~0,1-0,2 mm. Hnědý biotit spolu s muskovitem, který vykazuje pestré interferenční barvy, jsou ve vzorku soustřeďovány do deformačních pásků či protažených agregátů s hladkými okraji jednotlivých zrn. Tyto pásky rekrystalizovaných slíd místy obsahují rotované granáty velikost ~0,5 - 0,7 mm), uzavírajících v sobě velké množství inkluzí muskovitu a biotitu.

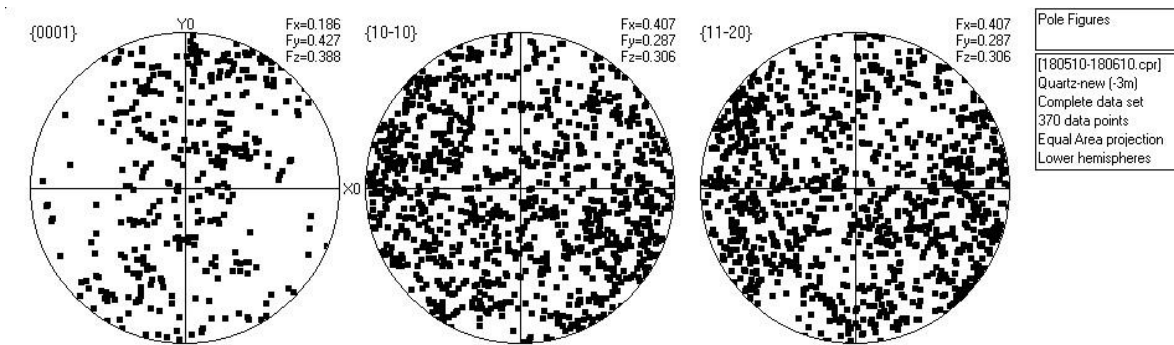


Obr. 7.4 – Vzorek leukokratické ortoruly KH46a v BSE.

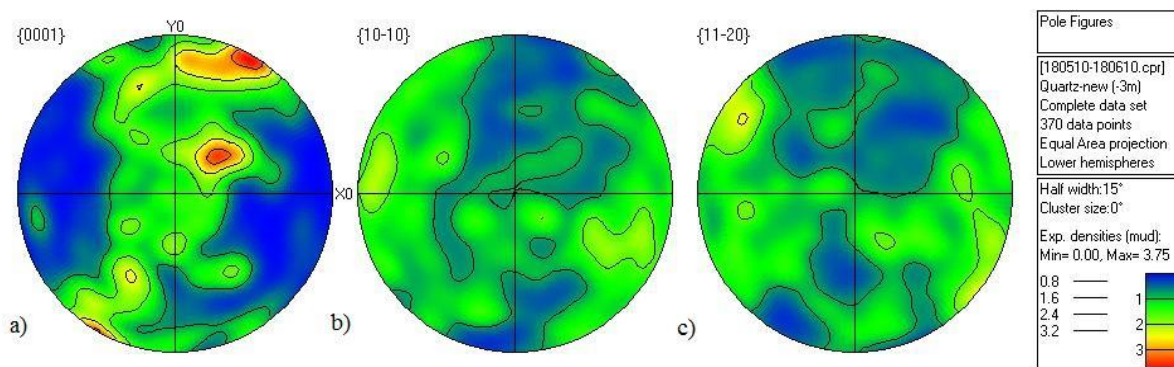


Obr. – 7.5 Vzorek leukokratické ortoruly KH46a. Ukázka rytmicky se střídajících pásků bohatých křemenem s pásy tvořenými slídami. BSE foto.

Na vzorku KH46a bylo z orientovaného výbrusového preparátu (v řezu kolmém na průběh metamorfní foliace a paralelním ve směru měřené lineace) provedeno celkem 370 měření přednostní orientace mřížky anhedrálních, částečně rekrystalizovaných křemenných zrn za pomoci analýzy v manuálním módu. Data přednostních prostorových orientací jednotlivých krystalografických os byla zobrazena ve formě plochojevné projekce na spodní polokouli, kde V-Z směr reprezentuje rovinu foliace a je paralelní s orientací lineace. Nekonturovaná data jsou zobrazena v diagramech na obr. 7.6. Konturovaná data včetně hustotní škály kontur jsou znázorněna na obr. 7.7. Diagramy zobrazují projekci krystalografických c – os {0001}, krystalografických a – os {10-10}, {11-20}.



Obr. 7.6 Diagramy měření přednostních orientací mřížky křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46a) z jednotky Královského Hvozdu získané pomocí metody EBSD.



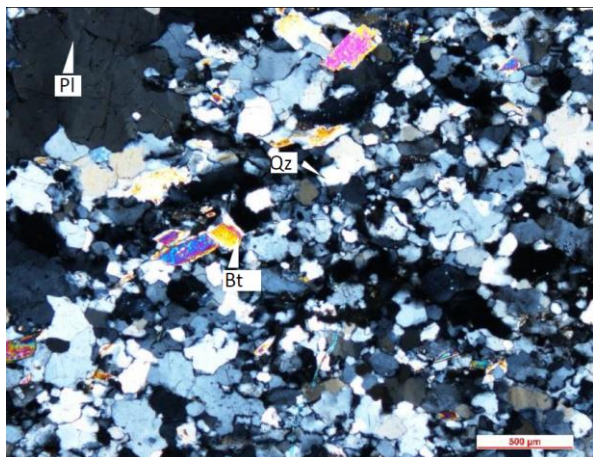
Obr. 7.7 Konturované diagramy zobrazující přednostní prostorové orientace krystalografických os křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46a) z jednotky Královského Hvozdu získané pomocí metody EBSD. Diagram a) zobrazuje projekci krystalografických c – os {0001}, diagramy b) a c) potom projekci krystalografických a – os {10-10}, {11-20}.

Vzory v diagramu 7.7a) vykazují hlavní maxima na periferii diagramu poblíž osy Y a v blízkosti středu diagramu. Tyto vzory se nejvíce přibližují zkříženým páskům typu I (dva kruhové pásy na periferii diagramu spojené jedním centrálním pásem) podle práce Passchiera a Trouwa (1996). Hlavní maxima diagramů 7.7b) a 7.7c) (zobrazení krystalografických a-os) se nachází na periferii diagramu a mají dvě hlavní centra poblíž osy X. Vzory nekoaxiální deformace tohoto typu poukazují na nízké teplotní podmínky (~300-400°C). Maxima na periferii a blízko středu diagramu 7.7a) poukazují na deformaci za pomoci kombinace bazálních a prizmatických <a> skluzů, které jsou aktivní za nižších teplot (okolo 350°C). Externí asymetrie maxima na periferii u osy Y a interní asymetrie blízko středu diagramu 7.7a) ve vztahu k S_r indikuje pravděpodobný dextrální stříh (Passchier a Trouw 1996). Tato data byla prezentována jako součást bakalářské práce (Vrtiška 2011).

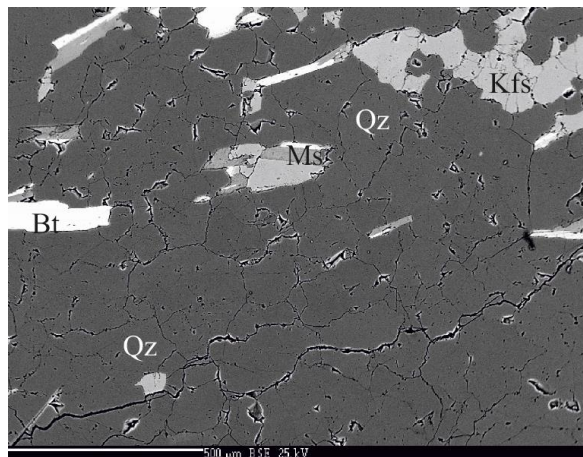
7.2.2 Leukokrání ortorula KH46b

Vzorek KH46b pochází rovněž z ortorulového tělesa nacházejícího se ve střední části jednotky Královského Hvozdu. Jedná se o leukokrání ortorulu tvořenou převážně křemennými agregáty (obr 7.8 a 7.9). Hornina se vyznačuje střednězrnnou stavbou s porfyroblasty plagioklasu a reliktních křemenných zrn. Základní hmota horniny je tvořena převážně anhedrálními zrny undulózně zhášeujícího rekrystalovaného křemene vykazujícího přednostní prostorovou orientaci. Tato zrna dosahují velikost ~0,1-0,2 mm a jejich hranice mají angulární charakter. V základní hmotě se minoritně vyskytují zrna anhedrálních undulózně zhášejících živců (s převahou ortoklasu nad plagioklasem) dosahujících velikosti

~0,1-0,2 mm. Hornina je dále složena z převážně soliterně rozmístěných protažených zrn hnědého biotitu a muskovitu, vykazujícího pestré interferenční barvy. Slídy mají anhedrální až subhedrální omezení a vykazují přednostní orientaci, která charakterizuje metamorfni foliaci S2 jednotky Královského Hvozdu. Ve střednězrnné základní hmotě jsou místy pozorovány agregáty undulózně zhášejících anhedrálních zrn. Jednotlivá zrna dosahují velikosti ~0,4-0,6 mm. Základní hmota místy obsahuje porfyroblasty plagioklasu dosahujících velikosti ~1-2 mm.

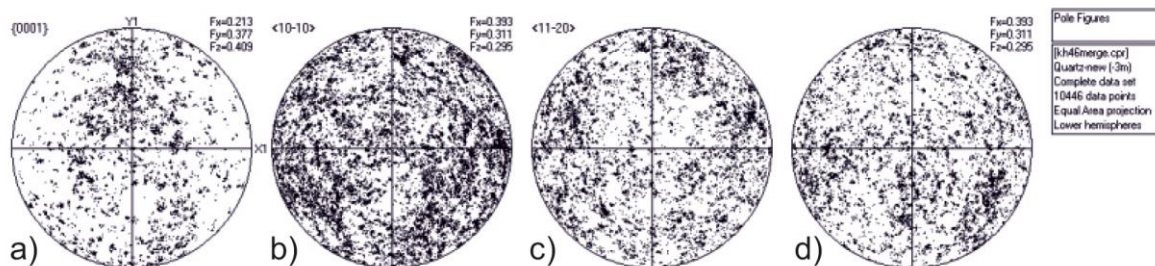


Obr. 7.8 - výbrus leukokrát ní ortoruly KH46b z jednotky Královského Hvozdu na Šumavě.

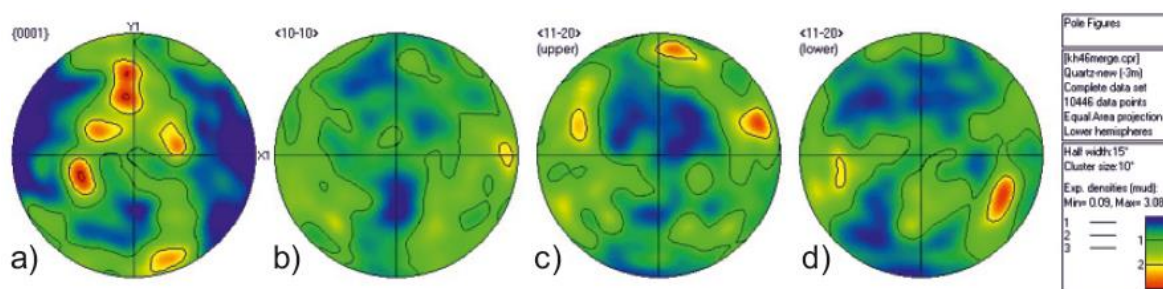


Obr. 7.9 – Vzorek leukokrát ní ortoruly 46b v BSE.

Na vzorku KH46b bylo na orientovaném výbrusu (v řezu kolmém na průběh metamorfni foliace a paralelně s lineací) změřeno 10446 bodů přednostní prostorové orientace krystalografických os anhedrálního částečně rekrystalovaného křemene za pomoci automatického módu. Data přednostních prostorových orientací jednotlivých krystalografických os byla zobrazena ve formě plochojevné projekce na spodní (Obr. 7.10a; 7.10b; 7.10d; 7.11a; 7.11b; 7.11d) a svrchní (Obr. 7.10c; 7.11c) polokouli, kde V-Z směr reprezentuje rovinu foliace a je paralelní s orientací lineace. Nekonturovaná data jsou zobrazena v diagramech na obr. 7.10(a-d), konturovaná data včetně hustotní škály kontur jsou znázorněna na obr. 7.11(a-d). Diagramy zobrazují projekci krystalografických c – os {0001}, krystalografických a – os {10-10}, {11-20}, {11-20}.



Obr. 7.10 - Diagramy měření přednostních orientací mřížky křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46b) z jednotky Královského Hvozdu získané pomocí metody EBSD



Obr. 7.11 - Konturované diagramy zobrazující přednostní prostorové orientace krystalografických os křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46b) z jednotky Královského Hvozdu získané pomocí metody EBSD. Diagram a) zobrazuje projekci krystalografických c – os {0001}, diagramy b), c) a d) potom projekci krystalografických a – os {10-10}, {11-20}

Orientace os v diagramu 7.11a) vykazují maxima v blízkosti středu diagramu v jeho periferní části v blízkosti osy Y. Podle práce Passchiera a Trouwa (1996) se tyto vzory se nejvíce přibližují zkříženým páskům Typu I (dva kruhové pásy na periférii diagramu spojené jedním centrálním pásem). Dvě hlavní maxima na periférii diagramů 7.11b) a 7.11d) (zobrazení krystalografických a-os) s centry poblíž osy X poukazují na nekoaxiální deformaci za nízkých teplotních podmínek (~300-400°C). Maxima na periférii a blízko středu diagramu 7.11a) poukazují na deformaci za pomoci kombinace bazálních a prizmatických <a> skluzů. Tyto skluzy jsou aktivní za nižších teplot (okolo 350°C) (Passchier a Trouw 1996).

8. Diskuze

Studovaná oblast zahrnuje širší spektrum metamorfovaných hornin třech metamorfně, deformačně a litologicky odlišných jednotek. Jedná se o (obr. 2.1): (a) jednotku Královského hvozdu, která prodělala polyfázovou metamorfózu v podmínkách střední kontinentální kůry; (b) východní okraj kdyňského bazického masivu a domažlického krystalinika jako součást

méně metamorfované, pre-variské kontinentální kůry tepelsko-barrandienské zóny a (c) jihozápadní okraj moldanubika jako příklad vysoce varisky metamorfovaných hornin v podmínkách velmi za vysokých teplot. Tektonický vývoj širšího rámce území je polyfázový a zachytil několik odlišných geodynamických událostí, pravděpodobně v rozmezí neoproterozoika až karbonu (Scheuven 2002, Finger et al. 2007).

1. Pre-variský vývoj oblasti

Mezi nejstarší události spadá formování protolitu hornin domažlického krystalinika, jednotky Královského Hvozdu i přilehlého moldanubika (Košler et al. 2013). Jedná se o ukládání relativně monotónní sekvence drobových a písčitých sedimentů flyšového charakteru v prostředí zaobloukové pánve, která se rozkládala se podél severního okraje kontinentu Gondwana (např. Chlupáč 1993; Košler et al. 2013). Vlivem synchronní konvergence avalonských mikrokontinentů a konsolidovaného kontinentu Gondwana (vývoj avalonsko-kadomského orogenního pásma) došlo v časovém intervalu 570-540 Ma k deformaci a slabší metamorfní přeměně hornin v prostředí kadomského akrečního klínu (např. Linnemann et al. 2000; Hajná et al. 2010). Výsledkem těchto procesů byly pravděpodobně reliktní ploché metamorfní foliace zaznamenané v metasedimentárních horninách tepelsko-barrandienské v oblasti severozápadně od studovaného území. V další fázi geologického vývoje na počátku kambria docházelo k částečnému tavení hlubších částí kůry a subkrustálního zemského pláště, což bylo spojeno s genezí magmat bazického až intermediálního složení (např. Linnemann et al. 2008). Produktem těchto událostí pravděpodobně bylo vmístění a možná také vysokoteplotní deformace převážné části kdyňského masivu se stanoveným stářím 523 Ma U/Pb na zirkonech (Dörr et al. 2002).

2. Variské orogenní procesy

Mezi klíčové geodynamické události spojené s metamorfózou, polyfázovou deformací a tvorbou celkové geologické stavby oblasti patřily variské orogenní procesy, které probíhaly v období svrchního devonu a karbonu (např. Franke 2000). V první fázi zaznamenaného variského vývoje se jednalo o tvorbu metamorfních staveb strmé orientace v průběhu SSV-JJZ, které zůstaly zachovány reliktně, a to ve formě vrásových struktur (první generace), a to

jak v jednotce Královského hvozdu, tak v podobě vrásněných metamorfních foliací anatektického charakteru na severu studovaných hornin moldanubika. Souhrnně se jednalo o výsledek deformační fáze D_1 se vznikem metamorfních foliací S_1 . V širším kontextu se nabízí srovnání těchto raných metamorfních staveb západní části moldanubika a jednotky Královského Hvozdu s naloženými foliacemi a plochami kliváže strmé orientace v průběhu \sim SSV-JJZ, které byly v regionálním měřítku identifikovány například v centrální části tepelského krystalinika. Jejich geneze byla pravděpodobně spojena s výraznou konvergencí ve směru \sim ZSZ(SZ)-VJV(JV) a transpresní (kompresní) deformací v různých úrovních kontinentální kůry. Časově tyto události spadají zejména do období v období mezi \sim 360 až 346 Ma (např. Zulauf et al. 1997; Hajná et al. 2010; Žák et al. 2011). Tyto rané deformační události v jednotce Královského Hvozdu byly patrně spojené se vznikem vysokotlaké minerální asociace (např. Scheuven 2000), která zůstala v horninách zachována pouze reliktně. V oblasti jednotky Královského Hvozdu a přilehlé části českého a bavorského moldanubika byla dále pozorována výrazná superpozice metamorfních staveb deformačního stádia D_2 (tab. 1), které často nabývají penetrativního charakteru. Plochy této metamorfní foliace upadají pod strmými až středními úhly k \sim SSV až SV a nesou poměrně výrazné minerální lineace a lineace protažení agregátů slíd, živců a křemene s úklonem k \sim S. Indikátory kinematiky (asymetrie deformovaných a rekrytalovaných agregátů) v řezu paralelním s lineacemi (XZ řez) mají násunový charakter, a to jak v mezoskopickém, tak mikroskopickém měřítku. Na základě tohoto záznamu lze interpretovat vztah podložní jednotky Královského hvozdu a nadložní jednotvárné skupiny moldanubika jako násunový. Mikrostrukturní záznam geneze této regionální stavby (S_2) v oblasti jednotky Královského Hvozdu na základě dat získaných pomocí metody EBSD na křemenných agregátech odpovídá aktivitě deformace kombinací bazálního a rombického $\langle a \rangle$ skluzu, který odpovídá podmínkám relativně nižších až středních teplot za vyšších rychlostí deformace (Passchier a Trouw 2005). Mikrostrukturní charakteristika pozorovaných rekrytalovaných agregátů křemene v horninách jednotky Královského Hvozdu poukazuje na dominantní aktivitu deformačního mechanismu subbrzrnové rotace (SGR). Tento deformační záznam odpovídá vzniku v podmínkách středních teplot v rozmezí přibližně 400 až 500 °C (Vernon 2000; Passchier a Trouw 2005). Asymetrie průmětu krystalografických c os {0001} křemene dále v souladu s mezoskopickými kinematickými indikátory ukazuje na násunovou kinematiku ve směru měřených lineací. Z pohledu metamorfního vývoje jednotky Královského Hvozdu

během vzniku a vývoje této stavby se pravděpodobně jednalo o re-ekvilibraci vysokotlaké minerální asociace v podmínkách středních až nízkých tlaků a relativně vyšších teplot (Pitra et al. 1999; Scheuven 2002; Babůrek et al. 2004). Časové schéma vzniku a vývoje této regionální metamorfní stavby (v regionálním schématu označované jako „bavorská fáze“) je předpokládáno v rozmezí ~335 až 320 (315) Ma (např. Kalt et al. 1999; Finger et al. 2007; Verner et al. 2009). V těsné součinnosti s těmito událostmi dále dochází k syntektonickému vmístění a krystalizaci granitoidních hornin šumavské větve moldanubického plutonického komplexu (např. Verner et al. 2009). Mírně problematický zůstává vztah superponovaných vrásových struktur s osními rovinami SSV-JJZ průběhu a shodnou osní kliváží (stádium D₃) které byly identifikovány heterogenně v celé jednotce Královského hvozdu. Pravděpodobně se jedná o stavby, které odráží relativně pozdní šikmý levostranný pokles jednotky bohemika vůči konsolidovanému komplexu jednotky Královského Hvozdu a jednotvárné skupiny moldanubika, tak jak bylo také v minulosti shodně interpretováno Zulaufem et al. (2008). Indikátory levostranného šikmého poklesu (ve směru identifikovaných lineací) byly shodně v mikroskopickém měřítku v podobě slídových ryb, S-C staveb a asymetricky deformovaných agregátů křemene. V součinnosti s touto etapou vývoje byly horniny jednotky Královského hvozdu postiženy syn-metamorfní krenulační kliváží (2. generace), jejíž plochy jsou subparalelní orientace ve vztahu k tektonickému rozhraní bohemika a jednotky Královského Hvozdu. Tyto události pravděpodobně souvisely s pozdně-variskou reaktivací hraniční zóny mezi horninami tepelsko-barrandienské zóny a konsolidovanými jednotkami moldanubika a Královského Hvozdu v režimu šikmého levostranného poklesu. Poslední zaznamenanou deformační událostí regionálního charakteru je částečné subvertikální zkrácení všech jednotek vlivem výzdvihu komplexu a tvorba další generace mírně ukloněné krenulační kliváže (3. generace). Přímý vztah mezi strukturami krenulační kliváže 2. a 3. generace nebyl pozorován. Během této etapy výzdvihu hornin dochází k lokalizaci deformace a přechodu od duktilního ke křehkému chování. Jedná se zejména o tvorbu lokalizovaných střižných zón a zlomových struktur SZ-JV směru, které souvisí s pravostranným horizontálním posunem podél shodně orientovaných deformačních zón v bavorské části moldanubika. Tyto události byly spojeny s projevy lokální extenze, vmístěním žil leukokratních granitoidů a tvorbou shodně orientovaných střižných a extenzních puklin.

3. Implikace pro tektonické rozhraní moldanubikum / tepelsko-barrandienská oblast

Jak bylo zmíněno výše, tektonický vývoj závěrečné etapy variských orogenních procesů byl také spojen s tvorbou a polyfázovou reaktivací lokalizovaných deformačních zón duktilního až křehkého charakteru, převážně strmé orientace v převažujících směrech ZSZ (SZ) – VJV (JV) a SSV (SV) – JJZ (JZ). Tyto struktury často ovlivnily primární vztahy odlišných horninových komplexů. Z tohoto důvodu se rozhraní mezi varisky výše metamorfovanými horninami šumavského moldanubika a méně postiženými horninami bohemia (západočeská a středočeská střížná zóna) jeví jako problematické a je zdrojem protichůdných kinematických interpretací (např. Pitra et al. 1999; Scheuvens and Zulauf 2000; Franke et al. 2000 nebo Žák et al. 2005). Obě zmíněné regionální střížné zóny upadají pod strmými úhly pod jednotku bohemia, která je vůči moldanubiku ve strukturním nadloží. Dle nejnovější koncepce Zulaufa et al. (2002) docházelo v klíčovém období variského vývoje (mezi 340 a 320 Ma) na obou střížných zónách k výraznému poklesu jednotky bohemia vůči výše metamorfovaným horninám moldanubika, který byl v literatuře popsán jako „elevator tectonics“ (REF). Odkrytý profil tektonického rozhraní jednotek moldanubika a tepelsko-barrandienské jednotky (kap. 4.4) v neaktivním lomu mezi obcemi Nýrsko a Svatá Kateřina dokládá indikátory levostranného poklesu (k Z až ZJZ) hornin tepelsko-barrandienské jednotky vůči konsolidovanému komplexu jednotek moldanubika a Královského Hvozdu.

9. Závěry

Tvorba metamorfních staveb strmé orientace ssv.-jjz. průběhu, zachované v reliktech ve formě vrásových struktur (první generace) v jednotce Královského hvozdu a v podobě starších metamorfních foliací anatektického charakteru v severní části studované oblasti moldanubika, které odráží relativně starší stádia ~ZSZ-VJV konvergence (ca 360-345 Ma). Vznik této stavby byl pravděpodobně spojen s tvorbou reliktně pozorované vysokotlaké minerální asociace.

Vznik výrazné superponované metamorfní stavby v oblasti jednotky Královského hvozdu a přilehlého moldanubika upadající pod strmými až středními úhly k SSV až SV. Tato stavba vznikla v součinnosti s nasouváním jednotky moldanubika jv. směrem na horniny jednotky

Královského Hvozdu. Během této fáze došlo k re-ekvilibraci vysokotlaké minerální asociace v podmínkách středních až nízkých tlaků a relativně vyšších teplot. Tyto události odrážejí tektonometamorfni aktivitu (pravostrannou transpresi) na pfählské stížné zóně (ca 335-325 Ma)

Vznik superponovaných vrásových struktur s osními rovinami SSV-JJZ průběhu a shodnou osní kliváží pravděpodobně odrážející relativně pozdní šikmý levostranný pokles jednotky bohemika vůči konsolidovanému komplexu jednotky Královského Hvozdu a jednotvárné skupiny moldanubika.

Částečné subvertikální zkrácení všech jednotek vlivem výzdvihu komplexu a tvorba další generace mírně ukloněné krenulační kliváže (3. generace). Přejod od duktilního ke křehkému chování spojené s tvorbou lokalizovaných střížných zón a zlomových struktur SZ-JV směru souvisejících s pravostranným horizontálním posunem podél shodně orientovaných deformačních zón v bavorské části moldanubika.

Seznam použité literatury:

- Andrusov H., Corna O. (1976): Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Untersuchungen. *Geologické Práce*, **65**, 81-89. Zprávy.
- Babůrek J. (1995): High, medium and low pressure assemblages from the Czech part of the Královský Hvozď Unit (KHU) in the Moldanubian Zone of SW Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society*, **40/1-2**, 115-126.
- Babůrek J. (1999): Basic and ultrabasic rocks at the Bohemian/Moldanubian boundary along the Central Bohemian Fault. *Krystallinikum*, **25**, 9-35.
- Babůrek J. (2003): Polymetamorfni vývoj jednotky Královského Hvozdu - Disertační práce, Ústav geologických věd, PŘF, Masarykova Univerzita, Brno.
- Babůrek J. (2004): Polymetamorfni vývoj geologické stavby jednotky Královského hvozdu. *Aktuality šumavského výzkumu II*, 9-15.
- Bernard J. H., Čech F., Dávidová Š., Dudek A., Fediuk F., Hovorka D., Kettner R., Koděra M., Kopecký L., Němec D., Paděra K., Petránek J., Šekanina J., Staněk J., Šímová M. (1981): Mineralogie Československa. Academia, Praha. Str. 522.
- Blümel P. (1972): Die analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais E-Bayern. *Neu. Jb. Mineral. Abh., Stuttgart.*, **117**, 253-281.
- Blümel P. (1983): The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria. *Fortschr, Miner., Stuttgart.*, **61**, 2, 171-195.
- Blümel P., Schreyer W. (1976): Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the northern Bavarian Forest, Germany. *Krystallinikum, Praha*, **12**, 7-30.
- Blümel P., Schreyer W. (1977): Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam- Bodenmais area, Bavaria. *J. Petrology, Oxford*, **18**, 431-459.
- Buday T., Kodým O. st., Mahel M., Máška M., Matějka A., Svoboda J., Zoubek V. (1961): Tektonický vývoj Československa. ÚÚG, Praha.

- Bues C., Zulauf G. (2000): Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclasticites in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 803-813.
- Bues C., Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G. (2002): Emplacement depths and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyně massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). *Tectonophysics*, **352**, 225-243.
- Carswell D., O'Brian P. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance in the Moldanubian zone of the Bohemian Massif of Lower Austria. *J. Petrol.*, **34**, 427-459.
- Cooke R., O'Brian P. (2001): Resolving the relationship between high P-T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. *Lithos*, **58**, 33-54.
- Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K., ed. (1995): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. *Springer*, Berlin-Heidelberg-New York.
- Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G. (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex – evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geol. Rundsch.* **87**, 135-149.
- Dörr W., Zulauf G. (2010): Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **99**, 299-325.
- Dörr W., Zulauf G., Fiala J., Franke W., Vejnar Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit – a correlation of U-Pb isotopic-dilution TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics*, **352**, 65-85.
- Faryad S., Petraki M., Vrána S. (2006): P-T evolution and reaction textures in retrogressed eclogites from Světlík, the Moldanubian Zone (Czech Republic). *Mineral. Petrol.*, **88**, 297-319.
- Fiala J., Fuchs G. & Wendt J. I. (1995). Stratigraphy of the Moldanubian zone. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (eds) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Berlin. *Springer*, 417-428.

- Finger F., Gerdes A., Janoušek V., René M., Riegler G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-moldanubian tectomethamorphic phases. *J. of Geoscience*, **52**, 9-28.
- Fischer G. (1929): Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen am hl. Bl. Und ihr Rahmen. *Neues Jb. Mineral. Geol. Pal., Stuttgart*, **60 A**, 251-262.
- Fischer G. (1936): Das Dach des Moldanubikum in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Böhmen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst. zu Berlin für das Jahr 1935*, **36**, 733-741.
- Fischer G. (1938): Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. - *Jb. Preus Geol. Landesant., Berlin*, **59**, 289-352.
- Franke W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **230**, 67-89.
- Franke W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostigratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, W., Oncken, O., and Tanner, D., editors, Orogenic processes: Quatification and modelling in the Variscan belt: Geological Society of London Special Publication, 179, 35-63.
- Friedl G., Finger F., Paquette J-L., von Quadt A., McNaughton N. J., Fletcher I. R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. *Int. J. Earth Sci.*, **93**, 802-823.
- Fuchs G., (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. *Jahrb. Geol. Bundelsansalt*, **129**, 41-49.
- Fuchs G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der der Böhmischen Masse. *Jahrb. Geol. Bundelsansalt*, **129**, 41-49.
- Gebauer D., Williams I. S., Compston W., Grünenfelder M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 384 by old detrial zircons. *Tectonophysics*, **157**, 81-96.
- Gümbel C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayrischen Grenzgebirges. *Gotha*.
- Gümbel C. W. (1894): Geologie von Bayern. *Kassel*.
- Hajná J., Žák J., Kachlík V., Chadima M. (2010): Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: the Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif. *Precambrian Research* **176**, 27-45.

- Hirschmann G. (1989): Die Bedeutung des Bohemikums für die KTB-Lokation. *KTB Report*, **89-3**, 354.
- Hochstetter F. (1885): III. Granit und Porphyrganit des Böhmerwaldes. *Jb. Geol. Reichsanst., Wien*, **6**, 10-39.
- Holub F. V., Cocherie A., Rossi P. (1997): Radiometric dating of granitic rocks from the central Central Bohemian Plutonic Complex: constraints on the chronology of thermal and tectonics events along the Barrandian-Moldanubian boundary. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Sciences de la Terre et les Planetes*, **325**, 19-26.
- Holubec J. (1968): Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relations to the deeper zones of the earth's crust (Central European domain). *Rozpravy Čs. Akademie Věd, Řada MPrV*, **78**(8), 1-77.
- Holubec J. (1988): Lithostratigraphic subdivision and Technics of the Upper Proterozoic in the Teplá- Barrandian domain. In: Zoubek V., Cogné J., Kozhoukharov D., Kräutner H. G. *Precambrian in younger fold belts: European Variscides, the Carpathians and Balkans*. John Wiley and Sons, Chichester, International Geological Correlation Programme, **22**, 80-85.
- Cháb J. (1978): Návrh litostratigrafické a litologické terminologie pro svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské bolasti (včetně následující diskuse). *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, **53**, 43-60.
- Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zpaletal J. (2008): Stručná geologie základu českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Vydavatelství České geologické služby, 283 pp.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha.
- Janoušek V., Wiegand B., Žák J. (2010): Dating the onset of Variscan crustal exhumation in the core of the Bohemian Massif: new U-Pb single zircon ages from the high-K calc-alkaline granodiorites of the Blatná suite, Central Bohemian Plutonic Complex. *Journal of the Geological Society, London*, **167**, 347-360.
- Jenček V., Vajner V. (1968): Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. *Krystalinikum*, **6**, 105-124.

- Kachlík V. (1992): Litostratigrafie, paleogeografický vývoj a metamorfní postižení hornin pláště v severovýchodní části ostrovní zóny středočeského plutonu. PhD thesis, Universita Karlova, Praha.
- Kalt A., Corfu F., Wijbrams J. R. (2000): Time calibration of a P-T path from Variscan high – temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 143-163.
- Kalvoda J., Bábek O. (1995): Příspěvek ke stáří spodní části rozstáňského souvrství (Drahanská vrchovina, Morava. *Geol. Výzk. Moravy a Slezska v R. 1994*, 50-51.
- Kodým O. ml., Čech V., Dohnal Z., Dudek A., Kolářová M., Lomoz M., Mrázek A., Odehnal L., Polák A., Sekyra J., Steinocher V., Suk M., Vejnar Z. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXVI, Strakonice. *Praha*.
- Kodým O. st. (1954): Geologie Českého masivu. Krystalinikum českého jádra. **Díl II.**, *Praha*, str. 127.
- Konzalová M. (1980): Zur mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südtail der Böhmischen Masse. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, **55**, 233-236.
- Košler J., Sláma S., Belousova E., Corfu F., Gehrels E. G., Gerdes A., Horstwood M. S. A., Sircombe K. N., Sylvester P. J., Tiepolo M., Whitehouse M. J., Woodhead J. D. (2013): U-Pb Detrital zircon analysis – Results of an Inter-laboratory Comparison. *Geostandards and Geoanalytical Research*. **37**, **3**, 243-259.
- Kröner A., Jaeckel P., Heger E., Opletal M. (2001): Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Paleozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizera Mts., Krkonoše Mts., and Orlice-Sněžník complex). *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, **90(2)**, 304-324.
- Linnemann U., Gemlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K. (2000): From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: The evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). *Geological Society Special Publication*, 131-153.
- Linnemann U., D'Lemos R., Drost K., Jeffries T., Gerdes A., Romer R.L., Samson S.D., Strachan, R.A. (2008): Cadomian tectonic. *Geology of Central Europe*, 103-154.

- Maitland T. a Sitzman S. (2006): Electron Backscatter Diffraction (EBSD): Technique and Materials Characterization Examples, kap. 2, 41-75. *In: Zhou W. a Lin Wang Z. et al. (2006): Scanning microscopy for nanotechnology: Techniques and applications. Springer Science.*
- Man O. (2010): Aplikace metody difrakce zpětně odražených elektronů v materiálovém inženýrství. – Disertační práce, Ústav materiálových věd a inženýrství, Fakulta strojního inženýrství. Brno.
- Mašek J. (2000): Stratigraphy of the Proterozoic of the Barrandian area. *Bull. Czech. Geol. Surv.*, **75**, 197-200.
- Medaris G., Jelínek E., Mísař Z. (1995): Czech Eclogites. Terrane settings, interpretation for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, **7**, 7-28.
- Mielke H., Rohmüller J., Gebauer F. (1996): Ein metalateritisches Denudations-Niveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Besugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayrischen Grundgebirges. *Geologica Bavarica*, **101**, 139-166.
- O'Brian P. J., Vrána S. (1995): Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic – petrology, geochemistry and diffusion modeling of garnet zoning. *Geol. Rundsch*, **84**, 473-488.
- Pacltová B. (1986): Palynology of metamorphic rocks, a methodological study. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **48**, 347-356.
- Pascher K. (1878): Führer durch den Böhmerwald. – 75 pp. Steinhauser, Plzeň.
- Passchier C. W., Trouw R., A., J. (1996): Microtectonics. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin. Kap. 4.14-4.15, str. 92-96.
- Petrakakis K (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *J. Metamorph. Geol.*, **15**, 203-222.
- Pharaoh T. C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, **314**, 17-41.
- Pitra P. (1996): Etude pétrostructurale des régions marginales du Moldanubien de Bohême et ses relations avec le bloc du Barrandien. - Doktorská práce, 236 p., Universita Karlova, Praha.

- Pitra P., Burg J.-P., Guiraud M. (1999): Late Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. *Journal of the Geological Society, London*, **156**, 1003-1020.
- Pitra P., Burg J.-P., Schulmann K., Ledru P. (1994): Late orogenic extension in the Bohemian Massif: petrostructural evidence in the Hlinsko region. *Geodynamica Acta, Paris*, **7**, 1, 15-30.
- Prior D. J., Boyle A. P., Brenker F., Cheadle M. C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G. J., Reddy S., Spiess R., Timms N. E., Trimby P., Wheeler J., Zetterström L. (1999): The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, **84**, 1741-1759.
- Racek M., Štípská P., Pitra P., Schulmann K., Lexa O. (2006): Metamorphic record of Burian and exhumation of orogenic cores and model crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf Windows (Bohemian Massif, Austria). *Mineral. Petrol*, **86**, 221-251.
- Rajlich P. (1987): Variszische duktile Tektonik im Böhmischem Massiv. *Geol. Rundsch.*, **76**(3), 755-786.
- Rajlich P. (1988): Tektonika sz. okraje středočeského plutonu a variská transprese v bloku bohémika (Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemicum block structure). *Sborník geologických věd*, **G 43**, 9-81.
- Rajlich P. (1993): Variská duktilní tektonika Českého masivu. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha.
- Reitz E. (1992): Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald. *Neue Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, 351-358.
- Scheuven D. (1999): Die tektonometamorphe und kinematische Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischescherzone (Böhmisches Masse)-Evidenz für variscischen Kollaps. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Frankfurt*, **18**, 1-273.
- Scheuven D., Vejnar Z., Zulauf G. (1995a): Strukturelle Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischescherzone zwischen Klatovy und Rittsteig (Westböhmen, Tschechische Republik) *KTB Kolloquium, München*.
- Scheuven D., Vejnar Z., Zulauf G. (1995b): The Teplá-Barrandian/Moldanubian boundary in West Bohemia – structural evidence for late-Variscan collapse. *Journal of the Czech Geological Society*, **40**(3), 120-121.

- Scheuven D. (2002): Metamorphism and microstructures along a high-temperature metamorphic field gradient: the north-eastern boundary of the Královský hvozď unit (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 4, 413-428.
- Scheuven D., Zulauf G. (2000): Exhumation, strain localization, and emplacement of granitoids along the western part of the Central Bohemian shear zone (central European Variscides, Czech Republic). *Int. J. Earth Sci.*, **89**, 617-630.
- Schulmann K., Kröner A., Hegner E., Wendt I., Konopásek J., Lexa O., Štípská P. (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *Am. J. Sci.*, **305**, 407-448.
- Schulmann K., Lexa O., Janoušek V., Lardeaux J. M., Edel J. B. (2014): Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology*, **42**, 4, 275-278.
- Schumann H. (1929): Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **40**, Hf. 1, 2, 149-151.
- Stettner G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse (Late Caledonian subduction and Young Variscan nappe structure in the western part of the Bohemian Massif). *Neu. Jb. für Geol. und Paläont. Abh.*, **187**(2), 137-182.
- Suess F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. Str. 322, Wien, Leipzig.
- Štípská P., Powell R. (2005): Does ternary feldspar constrain the metamorphic conditions of high-grade meta-igneous rocks? Evidence from orthopyroxene granulites. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 627-647.
- Štípská P., Schulmann K., Höck V. (2000): Complex metamorphic zonation of the Thaya Dome: result of buckling and gravitational collapse of an imbricated nappe sequence. Forced Faults and Fractures, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **169**, 197–211.
- Štípská P., Schulmann K., Kröner A. (2004): Vertical extrusion and model crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic), *J. Metamorph. Geol.*, **22**, 179-198.

- Tait, J. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. – In: Franke et al (eds) (2000): *Orogenic Processes: Quantification and modelling in the Variscan belt*, Geol. Soc., London Spec. Publications, **179**, 21-34.
- Tajčmanová L., Konipásek J., Schulmann K. (2006): Thermal evolution of the orogenic Košer crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of central Europe. *J. Metamorph. Geol.*, **24**, 119-134.
- Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmüller J., Höll R., Kennedy A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif, Bayerischer Wald, Germany: implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. *Int. J. Earth Sci.*, **93**, 782-801.
- Teipel U., Galadí-Enríquez E., Glaser S., Kroemer E., Rohrmüller J., Grasmann E., Richtmann T. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes. Geologische Karte des Bayerischen Waldes, 1 : 150 000, *Bayerisch. Landes. für Umwelt*, Augsburg.
- Tollman A. (1982): Groräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. *Geotektonische Forschungen*, **64**, 1-91.
- Tropper P., Deblin I., Finger F., Kindl R. (2006): P-T-t evolution of spinel-cordierite-garnet gneisses from the Sauwald Zone (Southern Bohemian Massif, upper Austria): is there evidence for two independent late-Variscan low-P/high-T events in the Moldanubian Unit? *Int. J. Earth Sci.*, **95**, 1019-1037.
- Urban M., Synek J. (1995): Moldanubian Zone - Structure, ch. VII.C.2). In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K.: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 429-443.
- Vejnar Z. (1963): Svorová oblast série Královského hvozdu na Šumavě. *Sbor. Ústř. Úst. Geol., Praha*, **28**, 107-142.
- Vejnar Z., Miksa V., Opletal M., Cicha I. (1988): Geologická mapa ČSR. List 21 – 42 Nýrsko, 1 : 50 000. *Ústř. Úst. Geol.*
- Vejnar Z., Kopecký A., Růžička M., Opletal M., Cicha I. (1990): Geologická mapa ČR. List 24 – 44 Železná Ruda, 1 : 50 000. *Ústř. Úst. Geol.*
- Vejnar Z. (1991): The metamorphic zonal pattern in the Moldanubicum of the NW part of the Šumava Mts., Královský hvozdu unit. *Věst. Ústř. Úst. Geol., Praha*, **66**, 129-140.
- Vernon R. H.. (2000): Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 1-23.

- Vrtiška L. (2011): Analýza tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu. – Bakalářská práce, Ústav petrologie a strukturní geologie, PŘF., Univerzita Karlova, Praha.
- Waldmann L. (1930): Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens. *Anzeiger, Wien*, **67**, 183-187.
- Wendt J. I., Kröner A., Fiala J., Todt W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2,1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geol. Rundsch.*, **82**, 42-50.
- Wendt J. I., Kröner A., Fiala J., Todt W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. *Geol. Rundsch.*, **151**, 83-90.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **95(1)**, 185-187.
- Zoubek V. (1988): Central Bohemian region: Generalities. In: Zoubek V., Cogné J., Kozhoukharov D., Kräutner H. G. *Precambrian in younger fold belts: European Variscides, the Carpathians and Balkans*. John Wiley and Sons, Chichester, International Geological Correlation Programme, **22**, 76-78.
- Zulauf G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian-Tepla- Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geol Rundsch*, **83**, 276-292.
- Zulauf G. (1997): Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse). *Geotektonische Forsch*, **89**, 1-302.
- Zulauf G., Scheuven D., Dörr W., Fiala J., Handy M., Kleinschmidt G, Vejnar Z. (1996): Die Grenze Teplá-Barrandium/Moldanubicum s. str.: Ergebnis von gravitativem und rheologischem Plateaukollaps. *Terra Nostra*, **96/2**, 211-214.
- Žák J., Holub F. V., Verner K. (2005): Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation od mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). In: *J. Earth Sci.*, (Geol. Rundsch.), **94**, 385-400.
- Žák J., Verner K., Holub F. V., Kabele P., Chlupáčová M., Halodová P. (2012): Magmatic to solid state fabric in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, **36**, 27-42.

Žežulková (1989): Posloupnost žilných hornin středočeského plutonu (The sequence of dyke rocks of the Central Bohemian Pluton). *Věstník ÚÚG*, **64**, 277-286.

Použité internetové zdroje:

http://www.nist.gov/mml/mmsd/nanomechanical_properties/piezospectroscopy-measurements.cfm

Přílohy:

- 1) Dokumentační popis strukturního vrtu situovaného 500 metrů s. od Rittsteigu, na elevaci Böhmhöhe, 750 m.n.m., vpravo od silnice k hraničnímu přechodu ČR/SRN (TK Rittsteig, R:4576060, H: 5448120) uskutečněného Bavorským geologickým úřadem v Mnichově (odp. ved. Dr. J Rohrmüller) v roce 1994. Největší dosažená hloubka je 583,8 m, v hloubce 420 metrů byl úklon vrtu 39°JJV.



2) Minerální zkratky (Whitney and Evans 2010)

TABLE 1. Updated list of abbreviations

Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*
Acm	acmite	D	Chu	clinochumite	G	Ged	gedrite	Rd
Act	actinolite	A	Cpt	clinoptilolite	A	Gh	gehlenite	G
Adl	adularia	I	Cpx	clinopyroxene	GROUP	Gk	geikielite	G
Aeg	aegirine	A	Czo	clinozoisite	G	Gbs	gibbsite	A
Ak	åkermanite	G	Cln	clintonite	A	Gis	gismondine	A
Ab	albite	G	Coe	coesite	A	Glt	glauconite	GROUP
Afs	alkali feldspar	GROUP	Coh	cohenite	G	Gln	glaucophanite	Rd
Aln	allanite	A	Crd	cordierite	G	Gme	gmelinite	A
Alm	almandine	G	Crr	corrensitite	G	Gth	goethite	A
Als	aluminosilicate (Al ₂ SiO ₅ polymorphs)	GROUP	Crn	corundum	G	Gdd	grandierite	G
Alu	alunite	Rd	Cv	covellite	G	Gr	graphite	G
Amk	amakinite	Rd	Crs	cristobalite	G	Gre	greenalite	G
Ame	amesite	G	Crt	crossite	D	Grs	grossular	A
Amp	amphibole	GROUP	Crl	cryolite	G	Gru	grunerite	Rd
Anl	analclime (analcite)	A	Cbn	cubanite	G	Gp	gypsum	G
Ant	anatase	A	Cum	cummingtonite	Rd	Hl	halite	G
And	andalusite	G	Cpr	cuprite	G	Hrm	harmotome	A
Adr	andradite	G	Csp	cuspidine	G	Hst	hastingsite	Rd
Ang	anglesite	G	Dph	daphnite	not listed	Hsm	hausmannite	G
Anh	anhydrite	G	Dat	datolite	G	Hyn	haüyne	G
Ank	ankerite	G	Dbr	daubreelite	G	Hzl	heazlewoodite	G
Ann	annite	A	Dee	deerite	A	Hd	hedenbergite	A
An	anorthite	G	Dia	diamond	G	Hem	hematite	A
Ano	anorthoclase	I	Dsp	diaspore	G	Hc	hercynite	G
Ath	anthophyllite	Rd	Dck	dickite	G	Hul	heulandite	A
Atg	antigorite	Rn	Dg	digenite	A	Hbn	hibonite	G
Ap	apatite	GROUP	Di	diopside	A	Hbs	hibschite	Rn
Apo	apophyllite	GROUP	Dpt	diopside	G	Hgb	högbomite	D
Arg	aragonite	G	Dol	dolomite	G	Hol	hollandite	G
Arf	arfvedsonite	A	Drv	dravite	G	Hlm	holmquistite	Rd
Arm	armalcolite	Rd	Dum	dumortierite	G	Hbl	hornblende	GROUP
Apy	arsenopyrite	A	Eas	eastonite	Rd	Hw	howieite	A
Aug	augite	A	Ec	ecandrewsite	A	Hu	humite	G
Awr	awaruite	G	Eck	eckermannite	A	Hgr	hydrogrossular	GROUP
Ax	axinite	GROUP	Ed	edenite	A	Hyp	hypersthene	D
Bab	babingtonite	G	Elb	elbaite	G	Ill	illite	GROUP
Bdy	baddeleyite	G	Ell	ellenbergerite	A	Ilm	ilmenite	G
Brt	barite (baryte)	A	Eng	enargite	G	Ilv	ilvaite	G
Brs	barroisite	Rd	En	enstatite (ortho-)	A	Jd	jadeite	A
Bei	beidellite	G	Ep	epidote	GROUP	Jrs	jarosite	Rd
Brl	beryl	G	Eri	erionite	A	Jim	jimthompsonite	A
Bt	biotite	GROUP	Esk	eskolaitite	G	Jhn	johannsenite	A
Bxb	bixbyite	G	Ess	esseneite	A	Krs	kaersutite	Rd
Bhm	böhmite (boehmite)	G	Eud	eudialite	A	Kls	kalsilite	G
Bn	bornite	A	Fas	fassaite	D	Kam	kamacite (α-FeNi)	D
Brk	brookite	G	Fa	fayalite	G	Kln	kaolinite	A
Brc	brucite	G	Fsp	feldspar	GROUP	Ktp	kataphorite	Rd
Bst	bustamite	G	Fac	ferro-actinolite	Rd	Kfs	K-feldspar	informal
Cal	calcite	G	Fath	ferro-anthophyllite	Rd	Khl	K-hollandite	H
Ccn	cancrinite	G	Fbrs	ferrobarroisite	A	Kir	kirschsteinite	G
Cnl	cannilloite	H	Fcar	ferrocarpholite	A	Krn	kornepurine	G
Cb	carbonate mineral	GROUP	Fcel	ferroceladonite	A	Kos	kosmochlor	A
Car	carpholite	G	Fec	ferro-eckermannite	Rd	Kut	kutnohorite (kutnahorite)	G
Cst	cassiterite	G	Fed	ferro-edenite	Rd	Ky	kyanite	A
Cel	celadonite	A	Fgd	ferrogedrite	Rd	Lrn	larnite	G
Clt	celestine	A	Fgl	ferroglaucophane	Rd	Lmt	laumontite	A
Cls	celsian	G	Fkrs	ferrokaersutite	A	Lws	lawsonite	G
Cer	cerussite	G	Fny	ferronyboite	H	Lzl	lazulite	A
Cbz	chabazite	A	Fprg	ferropargasite	Rd	Lzr	lazurite	G
Cct	chalcocite	G	Frct	ferrorichterite	A	Lpd	lepidolite	GROUP
Ccp	chalcopyrite	G	Fs	ferrosilite	Rn	Lct	leucite	G
Chm	chamosite	G	Fts	ferrotschermakite	Rd	Lm	limonite	not listed
Chs	chesterite	A	Fwn	ferrowinchite	Rd	Liq	liquid	
Chl	chlorite	GROUP	Fi	fibrolite (fibrous sillimanite)	informal	Lz	lizardite	G
Cld	chloritoid	G	Fl	fluorite	G	Lo	löllingite (loellingite)	G
Chn	chondrodite	G	Fo	forsterite	G	Mgh	maghemite	G
Chr	chromite	G	Fos	foshagite	G	Marf	magnesio-arfvedsonite	Rd
Ccl	chrysocolla	A	Frk	franklinite	G	Mcar	magnesio-carpholite	A
Ctl	chrysotile	Rd	Ful	fullerite	N	Mfr	magnesioferrite	G
Cin	cinnabar	G	Ghn	gahnite	G	Mhs	magnesiohastingsite	Rd
Cam	clinoamphibole	GROUP	Glx	galaxite	G	Mhb	magnesiohornblende	Rd
Clc	clinochlore	G	Gn	galena	G	Mkt	magnesio-kataphorite	Rd
Cen	clinoenstatite	A	Grt	garnet	GROUP			
Cfs	clinoferrosilite	A						

Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*
Mrbk	magnesioriebeckite	Rd	Pgt	pigeonite	A	Tae	taenite (γ-Fe, Ni)	G
Msdg	magnesiosadanagite	Rd	Pl	plagioclase	GROUP	Tlc	talc	G
Mst	magnesioataurilit	A	Prh	prehnite	G	Trm	taramite	Rd
Mtm	magnesiotaramite	Rn	Prm	prismatic	Rd	Tnt	tennantite	G
Mws	magnesioiwustite	not listed	Psb	pseudobrookite	Rd	Tnr	tenorite	A
Mgs	magnesite	A	Pmp	pumpellyite-(Al)	A	Tep	tephroite	G
Mag	magnetite	G	Py	pyrite	G	Ttr	tetrahedrite	A
Maj	majorite	A	Pcl	pyrochlore	A	Thm	thomsonite	A
Mlc	malachite	G	Prp	pyrope	G	Thr	thorite	G
Mng	manganosite	G	Pph	pyrophanite	G	Tly	tilleyite	G
Mrc	marcasite	G	Prl	pyrophyllite	G	Ttn	titanite (sphene)	A
Mrg	margarite	A	Pxf	pyroxferroite	A	Topz	topaz	G
Mar	marialite	G	Pxm	pyroxmangite	G	Tur	tourmaline	GROUP
Mei	meionite	G	Po	pyrrhotite	G	Tr	tremolite	Rd
MIl	melilite	GROUP				Trd	tridymite	G
Mw	merwinite	G	Qnd	qandilite	A	Tro	troilite	G
Mes	mesolite	A	Qz	quartz	A	Ts	tschermakite	Rd
Mc	microcline	G						
Mlr	millerite	G	Rnk	rankinite	G	Usp	ulvöspinel	G
Mns	minnesotaite	G	Rlg	realgar	G	Urn	uraninite	G
Mog	moganite	A	Rds	rhodochrosite	A	Uv	uvarovite	A
Mol	molybdenite	G	Rdn	rhodonite	A			
Mnz	monazite	A	Rct	richterite	A	Vtr	vaterite	A
Mtc	monticellite	G	Rbk	riebeckite	Rd	Vrm	vermiculite	G
Mnt	montmorillonite	G	Rwd	ringwoodite	A	Ves	vesuvianite	A
Mor	mordenite	A	Rdr	roedderite	A			
Mul	mullite	G	Rsm	rossmanite	A			
Ms	muscovite	A	Rt	rutile	G	Wds	wadsleyite	A
						Wag	wagnerite	Rd
Ntr	natrolite	A	Sdg	sadanagaite	Rd	Wrk	wairakite	A
Nph	nepheline	G	Sa	sanidine	G	Wav	wavellite	A
Nrb	norbergite	G	Sap	saponite	G	Wht	whitlockite	G
Nsn	nosean	G	Spr	sapphirine	G	Wlm	willmenite	G
Nyb	nyböite	Rd	Scp	scapolite	GROUP	Wnc	winchite	Rd
			Sch	scheelite	G	Wth	witherite	G
Ol	olivine	GROUP	Srl	schorl	G	Wo	wollastonite	A
Omp	omphacite	A	Scb	schreibersite	G	Wur	wurtzite	G
Opl	opal	G	Sep	sepiolite	G	Wus	wüstite	G
Opq	opaque mineral	informal	Ser	sericite	D			
Orp	orpiment	G	Srp	serpentine	GROUP	Xtm	xenotime	A
Oam	orthoamphibole	GROUP	Sd	siderite	G	Xon	xonotlite	G
Or	orthoclase	A	Sil	sillimanite	G			
Oen	orthoenstatite	D	Sme	smectite	GROUP	Yug	yugawaralite	A
Opx	orthopyroxene	GROUP	Sdl	sodalite	G			
Osm	osumilite	G	Sps	spessartine	A	Zeo	zeolite	GROUP
			Sp	sphalerite	A	Znw	zinnwaldite	GROUP
Plg	palygorskite	G	Spn	sphene (titanite)	D	Zrn	zircon	G
Pg	paragonite	A	Spl	spinel	G	Zo	zoisite	G
Prg	pargasite	Rd	Spd	spodumene	A			
Pct	pectolite	G	Spu	spurrite	G			
Pn	pentlandite	G	St	staurolite	G			
Per	periclase	G	Stv	stevensite	Q			
Prv	perovskite	G	Stb	stilbite	A			
Ptl	petalite	G	Stp	stilpnomelane	A			
PhA	phase A	not listed	Sti	stishovite	A			
Ph	phengite	G	Str	strontianite	G			
Php	phillipsite	A	Sud	sudowite	Rd			
Phl	phlogopite	A	Syl	sylvite	G			
Pmt	piemontite	A						

* International Mineralogical Association (IMA) abbreviations: A = Approved; D = Discredited; G = Grandfathered (generally regarded as valid mineral name); GROUP = Name designates a group of mineral species; H = hypothetical (e.g., synthetic); I = intermediate in a solid-solution series; Q = questionable; Rd = Redefinition approved by IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC); Rn = Renamed with approval of the CNMNC.

3) Dokumentační deník

Lokalita	Popis lokality	Litologie	Metam. foliace	Met. lin.	Klívaž	Zlom	Striace	Pukliny
Číslo	GPS				Row. vr.	Osa vr.		
KH1		zářez silnice 3 km jv. Od Hamrů	svorová rula s grt	45 79 Bav 64 84 Bav 52 86 Bav	142 65 62 27 4 62 28 4 131 21 42 21 4 136 17	141 18		
KH2			svorová rula, sekreční Qtz	52 58 Bav 43 64 Bav 51 65 Bav	22 72 342 22 4 42 21 4	351 12		
KH3		Hamry - výchoz u mostu	svorová rula s grt	62 52 Relikt 32 56 Bav 33 61 Bav 46 61 Bav	1 51 46 52 52 351 26 4 138 46 3 72 52			
KH4			pararula, lin. Zivců	54 48 Bav 46 56 Bav	344 27 120 82 3 75 67	32 52		
KH5	N 49°15.58853', E 13°8.96373'	zářez silnice - přehradní hráz Nýrsko	svorová rula	32 52 Bav 28 60 Bav 11 63 Bav 2 57 Bav 6 49 Bav 22 57 Bav 342 42 relik	5 62 89 60 3 46 41 356 48 132 76 3 342 42 86 73 3			
KH6	N 49°16.23793', E 13°3.15798'	Kameňák	metagabro, metadiorit	271 86 S1 276 82 S1 92 85 S1	147 69 156 76			
KH7	N 49°16.64458', E 13°4.62033'	Zářez silnice Nýrsko-Sv. Kateřina	pararula, sekr. Qtz	7 78 bav 2 86 bav 5 84 bav	284 65 82 86 3 302 66 321 76			
KH8	N 49°17.54673', E 13°5.34938'	Hálův dvůr, výchoz u penzionu	metagabro	32 65 S2 11 76 S2	354 42	176 72 131 51		
KH9	N 49°16.92603', E 13°5.15433'	elevace u Kostela	bt-ms pararula	14 76 S2 24 78 S2	324 72			
KH10	N 49°16.61360', E 13°8.16312'	Pajrek, starý lůmek v lese	svorová rula, ms-bt	1 49 bav 4 54 bav	321 44 12 42 1 22 54 52 42 1	188 76		
KH11	N 49°16.81908', E 13°8.65615'	Nýrsko, lůmek	svor. až kvarcit. rula s grt, tur.	116 52 relik 352 56 bav 354 69 bav	302 62 221 79 3			
KH12	N 49°16.56242', E 13°9.17643'	Milence-zářez silnice	bt-ms pararula, polohy svorové ruly	16 61 bav 21 67 bav 23 53 bav	342 47 346 47	1 22 53		
KH13	N 49°12.11243', E 13°8.97698'	Na Statečku	bt-ms pararula, polohy svorové ruly	24 46 Bav 32 58 Bav 25 46 Bav 23 65 Bav	22 52	315 42 345 36 244 62 22 54 42 50		
KH14	N 49°12.08827', E 13°8.32963'	Vyhlička pod Ostrým	grt svor, sekr. Qtz, turmalin	27 56 Bav 29 62 Bav	23 59 324 37 3 311 48 17 58			
KH15	N 49°11.42808', E 13°9.40275'	Bláh Strž - vodopád	kvarc. ruly, poloh 0,5m grt. svoru	27 62 Bav 14 46 bav 22 42 bav 17 43 bav 12 47 bav	60 38			
KH16	N 49°12.66785', E 13°7.12273'	30 m po proudu Kamenná brána	kvarcit kvarc. rula s polohami grt. svoru	12 72 bav 326 68 Relikt 24 68 bav 21 72 bav	46 47 21 76 1 111 32 324 78 3	142 59 113 70 115 78		
KH17	N 49°13.09742', E 13°7.74913'	Lovečná, ohyb cesty	svorová rula, sekr. qtz	28 74 Bav 21 71 Bav 36 72 Bav 38 74 Relikt 32 52 Bav 29 69 Bav	7 52 42 62 1 346 62 352 52 1	1 109 56		
KH18	N 49°13.60918', E 13°7.18918'	elevace Na Výšině	svorová rula s grt a sekr. qtz	33 72 Bav 29 76 Bav 36 81 Bav	346 62 130 70 3 353 61			
KH19	N 49°14.01743', E 13°6.11205'	Lomničky Na Dukle	kvar. rula	27 74 Bav 21 72 Bav 62 48 Bav 21 45 Relikt	329 62 21 45 52 66 1 76 52 1 86 39	100 85		
KH20	N 49°14.92518', E 13°7.42612'	Hrbek-západ	grt svor s polohami sekr qtz	165 71 S1 pův 22 65 Bav 27 67 Bav	356 57 321 66 3 332 56	255 75 76 82 252 65 262 82		
KH21	N 49°15.05110', E 13°7.93503'	Hrbek-elevace	kvar rula, sekr qtz	10 56 Bav 8 62 Bav 12 67 Bav	337 42 142 72 3 179 60 3 141 76 3			
KH22	N 49°15.57067', E 13°8.52320'	přehrada Nýrsko	pararula	18 72 Bav 24 72 Bav	324 50			
KH23	N 49°15.62600', E 13°7.93890'	elevace nad nádrží Nýrsko	ms pararula	11 46 Bav 356 57 Bav 354 54 Bav 14 58 Bav	312 42 47 56 4 1 51 309 29 318 49			
KH24	N 49°15.48743', E 13°7.44768'	Hraničář - elevace Nýrsko	ms pararula	12 62 Bav 358 58 Bav 352 56 Bav 356 62 Bav 12 68 relik	332 56 102 58 3 42 36 312 38 108 56 3 321 51 96 59 3 326 51	257 86		
KH25	N 49°15.82693', E 13°6.75192'	Suchý Kámen, jih	svor s grt, sekr qtz	13 64 Bav	312 54 2 72 1 62 43 9 63 1 44 47	121 72 108 73 42 76		
KH26	N 49°16.10122', E 13°5.96777'	Suchý Kámen, západ	svorová rula s grt	17 72 Bav 341 61 Bav 12 76 Bav 8 74 Bav	306 52 294 42 336 53			
KH27	N 49°16.41172', E 13°5.54998'	Hvozď sever, J od Uhlíště	pararula	342 72 Bav				

KH28	N 49°14.55528', E 13°8.68497'	Hamry, elevace	kvarc rula	346 72 Bav 356 74 Relikt 38 54 Bav	301 63 356 74	1 345 51	22 82 304 73
KH29	N 49°15.22703', E 13°6.17782'	Hvozď východ	ms-bt paranula	347 55 Bav 2 57 Bav 352 62 Bav	298 51 58 78 3 5 69		116 70 24 71
KH30	N 49°15.30318', E 13°5.16640'	Hvozď, soustava výchozů	ms paranula	352 52 Bav 2 64 Bav 355 62 Bav 354 64 Bav 51 2 Relikt 2 47 Bav 282 76 S1 pův 292 67 S1 pův 114 77 S1 pův 112 76 S1 pův 108 72 S1 pův 327 54 Bav 314 48 Bav 328 68 Bav	326 43 351 62 58 47 3 22 36 311 60 52 41 3 358 32 338 58 1 2 58		221 87 27 66 52 72
KH31	N 49°15.32517', E 13°4.08778'	U zadních chalup, elevace	ms ortonula	321 79 Bav 331 78 Bav 131 83 Bav 32 78 Bav	291 62 341 82 3		
KH32	N 49°15.79153', E 13°3.79823'	Chodská Úhlava, zářez	bt-mu paranula	21 64 Bav 10 66 Bav 9 68 Bav	338 56		236 67 256 72 296 82
KH33	N 49°14.68732', E 13°7.10372'	Nad Bucharem, sever	kvarc paranula	37 62 Bav 38 68 Bav	341 47 38 68 1	172 86 131 74 25 47 82 27	
KH34	N 49°13.90578', E 13°6.84165'	Buchar	bt-ms paranula	40 72 Bav 38 64 Bav 44 67 Bav 31 68 Bav	342 51 341 71		94 74 313 76 52 79
KH35	N 49°13.99972', E 13°8.10575'	Mottlovské dvory, elevace	paranula	19 67 Bav 18 72 Bav 27 63 Bav 32 68 Bav	11 67 351 64		315 78 81 37
KH36	N 49°13.34002', E 13°8.16518'	Lovečná, elevace, východ	grt svor, polohy ortonuly	31 51 Bav 27 57 Bav 32 56 Bav 27 72 Bav	105 86 3 35 56 97 74 3		
KH37	N 49°12.85177', E 13°8.58150'	Hamry	svor	352 82 Bav 355 86 Bav 349 81 Bav 352 83 Bav 345 78 Bav 342 82 Bav	41 81 52 16 4 72 21 42 81		301 86 146 80
KH38	N 49°14.57982', E 13°5.12842'	U zadních chalup	dvojslídny svor s polohami sekr qtz	72 82 Relikt 22 52 Bav 31 56 Bav 40 57 Bav 72 82 Relikt 68 79 Relikt 45 76 Relikt 38 47 Relikt	48 76 1 308 26		
KH39	N 49°12.21765', E 13°6.60850'	vrchol Ostrý	grt svor	42 44 Bav 38 52 Bav 45 56 Bav 42 56 Bav	22 47 30 40		
KH40	N 49°12.16002', E 13°6.64860'	Jv část vrch. Ostrý, ca 250 m od kóty	grt svor s and?	41 42 Bav 32 47 Bav 18 68 Bav 27 62 Bav 38 59 Bav	35 46 302 35 3 22 42 304 22 3 32 52 308 42 3 41 61		
KH41	N 49°11.85550', E 13°9.29668'	Hamry-most	dvojslídny svor	20 42 Bav 18 42 Bav 22 43 Bav	72 36 272 18 ? 300 5 ? 292 12		
KH42	N 49°12.20305', E 13°9.56382'	Hamry, jih, elevace	kvarc svorová rula	21 46 Bav 23 47 Bav 18 42 Bav	28 41	62 35	
KH43	N 49°12.89007', E 13°8.11125'	Důl pod Ostrým	leukokr ortonula, kvarc rula	28 71 Bav 23 73 Bav 22 69 Bav	32 62 28 71 1 52 72 50 55		
KH44	N 49°13.33452', E 13°8.15880'	Lovečná, elevace	kvarc svor	32 76 Bav 22 72 Bav	354 66 310 60 3 2 42 356 52		
KH45	N 49°14.67583', E 13°7.65982'	Hrbek, zářez cesty	grt svor	22 62 Bav 12 66 Bav 291 72 S1 pův 287 76 S1 pův 261 86 S1 pův	355 56 25 61 1 355 57 22 62 1 351 52		
KH46	N 49°16.29610', E 13°7.58858'	Stará Lhota, SZ	kvarc rula, sekr qtz	19 64 Bav 12 36 Bav 14 37 Bav 9 51 Bav 8 46 Bav 276 67 S1 pův	318 31 312 46		
KH47	N 49°15.88465', E 13°8.58068'	St. Lhota	dvojslídny svor	341 81 S1 338 83 S1	52 72	221 81 131 22 282 83 2 71 341 62 353 56 pokles	
KH48	N 49°19.29633', E 13°4.22807'	JV od vrchu Jezvinec	pásk amfibolit	12 48 Bav 348 37 Bav 352 52 Bav 358 46 Bav	42 43 43 42	311 35	
KH49	N 49°14.86973', E 13°6.54108'	Hrbek západ	svor, sekr qtz	22 65 Bav 21 62 Bav 282 52 S1	38 52		
KH50	N 49°14.95048', E 13°9.23000'	Lom, Nádrž Nýrsko	ortonula, amf ruly				

76

77

KH117		dvojsl. svor, kvarc rula a sekr qtz	52 53 bav	338 34						344 84
KH118		dvojsl. vor s pol. def sekr qtz	57 52 bav	339 37						
KH119		dvojsl svor polohy sekr qtz	52 72 bav		332 62 3 335 61					
			48 69 bav							
			62 72 bav	35 77	62 72 1 32 36					
			58 73 bav		202 37 4					
			65 56 bav							
KH120		dvojsl svor	52 62 bav	321 47	138 26 3 142 27					126 82
			42 73 bav		147 27 3 124 22					
			54 71 bav		132 32 3 136 27					
KH121	Hojsova Stráž-nádr		52 57 bav	352 32	333 27 3 336 36					
			61 67 bav		357 46 3					
			60 65 bav		352 47 3					
KH122	elektrárna pod Cerným jezerem	dvojsl. svor	236 71 bav		125 15 4 331 12					242 76
			235 78 bav		141 18 4					161 82
			241 82 bav							
			272 62 bav							
KH123	Zelená Lhota	bt ms rula	36 46 bav	325 31						
			41 45 bav							
KH124	Nýrsko Sv. Kateřina, lůmek-stělnice		346 76 S1	275 48				355 69 73 36		
			322 74 S1	281 46						
			332 71 S1	32 62						
KH125	elevace Sv. Kateřina	anatektické amfibolity Kdyňas mas	328 76 S1	52 62						
			332 74 S1							
KH126			15 75 bav	316 40	125 78 3 43 60					
			20 78 bav		270 45 3 105 43					
			10 50 bav							
			2 63 bav							
KH127			30 68 bav	300 53						
KH128		pararula	323 13 S1	353 13						
KH129	JZ od Jesení	pararula	308 19 S1	328 13						
			310 25 S1					345 80 257 18		
			293 24 S1	314 20						
KH130			220 75 bav							
KH131		bt svor	236 89 bav	325 30						
KH132		svor	249 75 bav	321 28						
			247 85 bav	325 53						
KH133			61 70 Bav							
			20 68 Bav							
KH134		migmatit rula	212 55 bav							
KH138			37 65 bav							
KH139			28 60 bav							
			13 60 bav							
			18 72 bav							
			19 55 bav	323 43	102 70 3 55 55					
			29 60 bav	345 50						
KH140			289 30 S1	356 20						
KH141			290 53 S1	350 33						
KH142			60 70 Bav							
			55 53 Bav							
KH143	Hojsova stráž, kóta		223 76 bav	302 52	242 12 4 292 72					
			212 81 bav	290 12	333 23 4 286 19					
KH144	hřeben Prenet	bvt pararuly, polohy svorů	52 71 bav	310 52	142 27 4 118 25					
			49 67 bav							
			38 72 bav							
KH145	Moldanubikum	migm pararuly	301 76 S1	217 75		1 307 39				
			231 82 bav							
			226 78 bav	312 42						
KH146		páskovaný migmatit	262 75 S1	332 26	268 67 ? 341 31 izokl					
			262 82 S1		62 22 4					
KH147		migmatit pararula, bt-sill	275 82 S1	12 18				82 76 342 22		
			277 83 S1							
KH148	N 49 06.540; E 13 11.308	pararula	331 45 reg							18 89
KH149	N 49 07.650; E 13 11.210	pararula	68 28 S1	80 26						
KH150	N 49 07.688; E 13 10.134	Z od Bayerisch Eisenstein	343 33 bav							
KH151	N 49 08.006; E 13 9.513	skalní výchoz	13 40 bav	56 20						
KH152	N 49 08.859; E 13 9.418	skalní výchoz s vyhlídkou	36 56 bav	55 29						
KH153	N 49 9.932; E 13 08.362	SZ od Scheiben	40 9 ?	39 8						
KH154	N 49 7.164; E 13 8.792		3 40 bav	293 20						
KH155	N 49 6.585; E 13 9.556	pararula	27 35 bav							
		pararula, vložky ortorul	28 25 bav	90 5						
			14 23 bav							
KH156	N 49 5.983; E 13 9.576	migmatit	185 63 bav							
KH157	N 49 6.367; E 13 11.464		6 38 bav							
KH159	skalní výchoz v lese v. od Rittsteigu	svory a kvarcit	351 82 bav	10 78	23 49 1					
			346 83 bav							
			351 83 bav	42 79						
			1 85 bav	6 50						
KH160	N 49 13.781; E 13 5.073	Vrcholek 250m z. od Chods. Úhlavy	349 71 bav							
			24 75 bav	334 58						
KH161	N 49 13.628; E 13 4.463	S od Lambach	27 76 bav	52 61						
			21 78 bav	48 75						
			3 75 relikt		1					
KH162	N 49 13.635; E 13 4.172	S od Lambach	1 89 bav		21 75 1 81 52					
			355 83 bav							
KH163	N 49 13.940; E 13 3.534	SV od Fahrenberg	1 60 bav	30 63	3 68 3 105 47					
			351 70 bav							
			3 65 bav							
KH165	Z od Fahrenberg	svor	351 70 bav		90 53 3 95 55					
KH166	Stierberg	svor, velké xx and	11 73 bav	76 60						
			351 80 bav	91 45						
			341 56 relikt		1					
KH167	Hinterschmelz	svor grt and	10 65 bav	61 57						
			5 53 bav							
			349 48 S1							
KH168	Lambach	svor grt	196 85 bav	73 63						

KH169		velký kvarc výchoz, Auf dem Sattel	kvarcit	10 81 bav 7 47 bav 13 43 bav 46 48 bav 45 68 bav	63 28 305 65 3 17 56 342 53 3 23 53				
KH170		Himmelreich	svor	349 70 bav 71 45 relikt	50 60			1	
KH171		Lichteneck	migmatit bt	2 66 bav 10 50 bav		110 82 3 5 56			
KH172		S od Unterzettling	bt migmatit	32 58 bav 20 70 bav					
KH173		Unterzettling	pararula až migm pararula	5 52 bav 9 60 bav 357 47 bav 5 62 bav					
KH174		SV od Ribenzig	svor, grt	1 65 bav 9 64 bav					
KH177		SV od Lohberg	kvarcit, polohy svoru	32 73 bav 31 69 bav	86 59 116 61 3 49 60 126 60 3 70 50				
KH178		Lohberg	kvarc ortorula	274 63 S1 246 88 S1 81 48 S1	138 52				
KH179		JV od Sommerau	bt migmatit migmatit	350 33 bav 331 30 bav 284 10 S1					
KH180		masiv v údolí potoka j od Ebenu	migmatit pararula	351 40 Bav 326 32 S1 356 36 Bav					
KH181		výchoz v zářezu silnice Schneiderberg	migmatit pararula	71 13 Bav 65 15 Bav					
KH182		výchoz u silnice	migmatit	58 38 Bav	121 25 301 40 68 45				
VL16	N 49°12.31320', E 13°10.65533'	Přední Hamry	grt svor, poloha ortoruly	53 60 bav	13 55 6 15 4 335 40				
VL18	N 49°15.64407', E 13°9.31422'	Nádrž Nýrsko	svorová rula	52 51 bav 51 46 bav	49 47 292 22 3 321 31				
VL22	N 49°15.22932', E 13°10.74588'	S od nádr Zelená Lhota	svorová rula	64 65 bav 41 65 bav 47 58 bav					
VL23	N 49°15.56488', E 13°10.18925'	sz od kóty Matějovice	svor	30 50 bav	292 54				156 65
VL24	N 49°14.92702', E 13°11.56830'	sz svah M. Prenet	svor	36 55 bav 36 76 bav 16 80 bav			120 80		
VL26			svor	50 52 bav 40 60 bav	5 85 1 128 62				150 80
VL27	N 49°14.45492', E 13°10.24348'	skalka nad silnicí Zel Lhota	svor grt	43 54 bav					
VL28			svor grt	241 88 bav	3 319 27 krenulace				278 85
VL29			svor grt	35 55 bav 59 75 bav					98 65
VL31	N 49°11.59762', E 13°9.98160'	SV od Bílé strže	svor, kvarcit	54 50 bav 26 44 bav	66 20				
VL32	N 49°11.59762', E 13°9.98160'	sk výchoz ve svahu		22 69 bav 12 64 bav	78 41				
VL33	N 49°11.75462', E 13°10.45432'	J od Jezerní boudy		41 53 bav					21 80
VL34	N 49°11.67018', E 13°10.95322'	velké skalní defilé	svor s grt, and a tur	11 48 bav 21 41 bav 356 50 bav					125 80
VL35	N 49°11.49268', E 13°11.54278'	Nad černým potokem		51 79 bav 42 70 bav					
VL36	N 49°10.46075', E 13°15.05203'	výchoz pod vrcholem Pancíř	grt svor	254 65 bav 254 68 bav					
VL37	N 49°11.93717', E 13°9.30682'	zářez Bílého potoka	mu svor	33 64 bav 29 65 bav 16 64 bav					
VL38	N 49°11.50020', E 13°9.49108'	Bílý vodopád	polohy kvarc a svorů	18 40 bav 28 56 bav 22 49 bav	86 29				
VL39	N 49°12.18243', E 13°6.60038'	Velký Ostrý	svor	40 60 bav 43 55 bav					
VL40	N 49°12.18713', E 13°6.65622'	V pod vrcholem Ostrý	svor	38 62 bav 35 58 bav	37 61 34 56				
KV600	N 49°10.41163', E 13°15.01590'	Pancíř	pararula	311 61 282 71 256 66	333 56	346 74 274 49 352 76			
KV601	N 49°10.63790', E 13°15.20222'	Pancíř	Pararula, sekr qtz	302 42 S1 230 62 Bav	305 38	302 36 230 52 281 22			
KV602	N 49°10.74173', E 13°15.28583'	Pancíř	pararula	298 42 S1 295 60 S1	318 37 21 71 1 332 38				
KV603	N 49°10.39680', E 13°13.44405'	Pancíř východ		294 78 S1 292 63 S1 302 75 S1	328 47 325 31 4 352 32				
KV605	N 49°7.77372', E 13°13.06897'	Železná Ruda Jih	pararula	28 76 bav 348 81 bav 121 17 S1		158 55 72 16 149 58 63 17			
KV606	N 49°7.93160', E 13°13.08633'	Železná Ruda Jih, defilé	pararula bt	17 56 bav		338 84 83 18			
KV608	N 49°8.28763', E 13°15.01337'	Železná Ruda Východ	pararula bt	342 54 S1 352 42 S1 35 48 bav 36 50 bav 345 78 S1	35 36 38 34 32 42				
KV609	N 49°8.27903', E 13°14.87300'	Železná Ruda Východ	pararula bt	346 64 S1	38 56				
KV611	N 49°7.83790', E 13°17.27305'	JV od Polomu	pararula bt	332 39 S1 352 27 S1	352 52				
KV613	N 49°10.92698', E 13°12.16200'	S od Špičáku	svor grt	252 64 S1 12 64 bav	42 38 1 346 34 17 42 1 342 32				
KV614	N 49°11.06693', E 13°12.06800'	S od Rozvodí	svor grt	358 53 bav 222 76 bav	48 38 1 338 33 31 31 1 336 24				

	Moldanubikum
	Tepelsko-Barr. o.
	Královský Hvozd
	Pluton